COLECCIÓN CIENCIA JOVEN **4**

Introducción a la geología

El planeta de los dragones de piedra

Andrés Folguera, Víctor A. Ramos y Mauro Spagnuolo (coordinadores)



ciencia joven

La Colección Ciencia Joven fue pensada para suplir la escasez de buenos libros de divulgación de ciencias exactas, naturales y sociales destinados a los estudiantes de la escuela media. La Editorial Universitaria de Buenos Aires convocó a un conjunto de destacados autores en cada uno de los temas elegidos, que nos proponen la aventura de pensar un mundo siempre cambiante, con el fin de estimular el interés de los estudiantes en el conocimiento y, de esta manera, descubrir y orientar la propia vocación.





ISBN 978-950-23-1450-1

COLECCIÓN CIENCIA JOVEN **4**

Introducción a la geología

El planeta de los dragones de piedra

Andrés Folguera, Víctor A. Ramos y Mauro Spagnuolo (coordinadores)

eudeba

Introducción a la geología : el planeta de los dragones de piedra / coordinado por Andrés Folguera ; Víctor Ramos ; Mauro Spagnuolo. - 1a ed. 1a reimp. - Buenos Aires : Eudeba, 2007.
144 p. ; 20x14 cm. (Ciencia joven)

ISBN 978-950-23-1450-1

1. Geología. I. Folguera, Andrés, coord. II. Ramos, Víctor, coord. III. Spagnuolo, Mauro, coord.
CDD 551



Eudeba
Universidad de Buenos Aires

1ª edición, 1ª reimpresión: agosto de 2007

Sociedad de Economía Mixta
Av. Rivadavia 1571/73 (1033) Ciudad de Buenos Aires
Tel.: 4383-8025 / Fax: 4383-2202
www.eudeba.com.ar

Diseño de tapa: *Silvina Simondet*
Corrección y diagramación general: Eudeba

Impreso en Argentina.
Hecho el depósito que establece la ley 11.723



A nuestros padres

Autores

Andrés Folguera, Víctor A. Ramos y Mauro Spagnuolo
Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Pablo R. Leal
Área de Mineralogía, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Vanesa Litvak
Área de Petrografía, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Alfonsina Tripaldi
Área de Sedimentología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Fernando Miranda
Área de Geotermia, Servicio Geológico Minero Argentino.

Alicia Folguera
Área de Geología Regional, Servicio Geológico Minero Argentino.

Tomás Zapata
Gerente de exploración de Repsol-YPF, Buenos Aires.
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Marcelo Zárate
Área Geología del Cuaternario, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.

Marcela Cichowolski
Área de Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Beatriz Aguirre Urreta
Área de Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Emilio González Díaz
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

Dibujos: *Ana Zamorano Graffigna*

Agradecimientos

Agradecemos a la Universidad de Buenos Aires por las oportunidades de formación a lo largo de todos estos años, la posibilidad de desarrollo científico en áreas de las Ciencias de la Tierra y la oportunidad de difusión de los conocimientos.

Prefacio

Los océanos son un elemento curioso de nuestro planeta, aunque otros planetas han probablemente tenido mares e inclusive una luna de Júpiter tiene uno actualmente. Algunos planetas habrían desarrollado cordilleras y la tenencia de volcanes es un rasgo corriente en el Sistema Solar. Sin embargo, la vida parece ser un elemento poco usual en la fracción de Universo que conocemos. Los humanos somos una adquisición demasiado reciente de la Tierra como para considerarnos su rasgo más distintivo. Inclusive los mamíferos, grupo del cual formamos parte, han tenido un esplendor reciente limitado a los últimos 60 millones de años del planeta, a pesar de haber aparecido mucho antes, frente a 4.570 millones de la edad de la Tierra. Quizás sean entonces los dinosaurios y otros grandes reptiles de la misma época las criaturas más llamativas que han reinado sobre su faz, por su grado de diversidad, conquistando los océanos, la tierra y el aire, por haber poseído una gran variedad de tamaños y por haberse ubicado algunos de ellos por encima de las pirámides ecológicas, por un tiempo increíblemente prolongado de casi 200 millones de años. Sus restos fueron interpretados tempranamente desde el período clásico y particularmente en la Edad Media como dragones convertidos en piedra.

Introducción

Muchos saben mucho de esta piedra,
todos saben algo, mas nadie sabe lo suficiente.(*)

En el nivel de conocimiento actual acerca de los planetas que nos rodean, estamos en condiciones de aseverar que la Tierra es un sitio particular del Universo. Los procesos que ocurren en nuestro planeta distan de ser fenómenos comunes en términos cósmicos. Que la cáscara de la Tierra esté desmembrada en una serie de placas, que éstas se desplacen y solapen formando montañas y perturbando rocas profundas, fundiéndolas y provocando su ascenso para formar cordilleras de volcanes, no parece ser materia corriente de otros mundos. Adicionalmente, que los sitios en los cuales se formaron montañas de miles de metros de altura queden arrasados por el agua de las lluvias y los ríos, hasta el nivel de los mares y que los fragmentos de ese desgaste sean encerrados en gigantescas depresiones que algún día quizás se reactiven para formar nuevas montañas, tampoco parece ser cotidiano desde un punto de vista extraterrestre. Al mismo tiempo, que gigantescos reservorios energéticos y de materia vital y prima se desarrollen bajo nuestros pies con el simple, generoso e imposible propósito de favorecer la vida en este pequeño mundo azul, dista de ser la constante en este frío Universo. Finalmente, que en esta Tierra inquieta y dinámica, que desde su origen ha creado volcanes, cordilleras, nuevos mares, glaciares y, desde casi la mitad de su existencia, vida en continua evolución, a la vez existan llanuras de gigantescas extensiones que muestran una cara extrañamente calma de este mundo convulsionado, parece ser la gota que el vaso, y a nuestro entendimiento, rebalsa.

La Tierra, este mundo maravillosamente extraño de nuestro Universo, apenas empieza a ser comprendido. Esperamos que este pequeño libro sea el primer paso en el camino de ese conocimiento que hoy ustedes comienzan a transitar.

(*) Inscripción en un meteorito que se vio caer en 1492 cerca de Ensisheim y que el Rey Maximiliano tomó como señal divina para atacar allí a las tropas enemigas.

Se ha optado por una estructura que responde a criterios tan arbitrarios como cualquier otra. Sin embargo, nos gustaría repasar brevemente la forma en que se ha querido orientar el avance en el conocimiento de esta "Introducción a la Tierra". En primer término, queremos contar el estado de conocimiento actual de la estructura y dinámica del planeta a partir de los fenómenos naturales que en él ocurren, básicamente los terremotos y la acción de su campo magnético. Gracias al registro de estos fenómenos sabemos cómo se mueven las placas, que estas placas constituyen la parte más superficial del planeta y que los fondos oceánicos se expanden y consumen en ciertos bordes continentales. También sabemos que las profundidades terrestres ubicadas por debajo de los 150 kilómetros hasta unos 2.900 kilómetros se desplazan lentamente, ascendiendo y descendiendo a lo largo de millones de años y quizás este fenómeno sea, en última instancia, el que empuje la cáscara móvil de la Tierra. Luego se abordará la descripción del estado de conocimiento actual de los planetas cercanos a la Tierra, para entender qué factores parecen ser excepcionales en lo que respecta a su dinámica y cuáles no. Posteriormente, describiremos un elemento particular de la Tierra: su ciclo de rocas, cómo éstas se forman y se transforman unas en otras, ya que la superficie de la Tierra se encuentra en constante reciclado y transformación, debido al clima y a que las placas se desplazan y consumen al hundirse unas por debajo de otras. En esta fase abordaremos el estudio de los yacimientos que tienen interés económico para la sociedad. En particular estudiaremos la forma en la cual el agua, los hidrocarburos y ciertos minerales se concentran en la parte más superficial de la Tierra.

En un capítulo dedicado a la descripción del relieve, se tendrá como objetivo dar las pistas para determinar los procesos que actuaron en la generación de los distintos paisajes que conocemos, tales como la acción de los ríos o de los glaciares, aun cuando éstos se hayan retirado de la región que estudiamos. Luego se abordará el tema del relieve en nuestro país, separando dos grandes entidades: la zona cordillerana y la extensa llanura que se extiende hasta el océano Atlántico. En el primer caso se estudiará la forma en la cual se construyen las cordilleras, sus tiempos, geometría y mecánica, tomándose como ejemplo la cordillera de los Andes argentino-chilena; en el segundo caso se describirá un elemento muy particular de nuestra región, en comparación con el resto del relieve terrestre, la extensa planicie pampeana, tratando de entender su formación y significado. Entonces analizaremos el bien más preciado de este planeta, su vida y su diversidad, estudiando cómo éstas han variado en el tiempo con relación a los principales acontecimientos geológicos que en él ocurrieron.

Si bien pretendemos que este libro sea leído en el orden propuesto, ya que los sucesivos capítulos irán aportando elementos que serán necesarios para la comprensión de los siguientes, debemos desde el principio introducirnos en la forma en que se determina la edad de las rocas. A lo largo del texto se usará la abreviatura Ma, la cual significa "millones de años", que es la unidad de tiempo utilizada al referirse a la historia de la Tierra. Hasta hace poco tiempo existía un gran debate en torno a la edad de las rocas y de la Tierra en su conjunto. Hoy sabemos que ésta posee unos 4.570 Ma. Sin embargo esta fecha proviene de la edad calculada de meteoritos que son fragmentos de otros planetas que se destruyeron o no llegaron a formarse (Cap. 2). Esta edad surge de suponer que el Sistema Solar se formó conjuntamente, ya que rocas tan antiguas no han sido halladas en la faz de la Tierra, siendo las rocas más antiguas encontradas de unos 4.200 Ma. Los científicos que se dedicaron al estudio de la edad de las rocas utilizaron históricamente restos de animales y plantas extintos para identificar momentos específicos de la evolución de la vida representados en las rocas.

Ya que estas especies vivieron en determinados períodos terrestres, la identificación de sus restos en distintas partes de la Tierra permite determinar que aquellas rocas que los portan se formaron en tiempos equivalentes. Por ejemplo, si una roca posee restos de dinosaurios, sabemos que el tiempo en el cual ésta se formó corresponde al Mesozoico, en cualquier sitio del planeta. Pero esta técnica posee dos inconvenientes: por un lado, si bien podemos inferir que dos rocas poseen la misma edad en dos sitios diferentes del mundo, no sabemos la edad de las mismas en millones de años; por otro, sólo cierto tipo de rocas poseen fósiles. Sin embargo, recientemente se ha incorporado una nueva técnica a partir de la cual se obtiene la edad en millones de años de una roca: la radiocronología.

Ciertos elementos químicos como el potasio o el uranio son inestables desde el momento en el cual se combinan para formar los minerales que constituyen las rocas. El potasio y uranio inicial que posean esas rocas variará en el tiempo, ya que estos elementos producen reacciones atómicas transformándose en otros elementos que serán estables en el tiempo. Estas reacciones liberan calor debido a lo cual los científicos suponen que parte del calor que emite la Tierra, cuya manifestación más evidente son los volcanes, fumarolas y aguas calientes, posee este origen. De esta manera, considerando la cantidad inicial probable de cierto elemento inestable que podría poseer un tipo de roca y midiendo la cantidad real remanente de éste que será siempre menor en función de su edad y la cantidad del nuevo elemento formado, podremos saber cuánto tiempo ha pasado desde su formación.

La Tierra y su contexto en el sistema solar

1. La dinámica de la Tierra

Lo que sabemos es una gota de agua, lo que ignoramos un océano.
Isaac Newton

Si calentamos un material sólido veremos que el extremo sobre el cual aplicamos la fuente de calor alcanza las mayores temperaturas, y a medida que nos alejamos del mismo el material se encuentra más frío. Luego de un tiempo la temperatura aumentará a lo largo de todo el material. Este fenómeno se produce debido a la conducción de calor a través del mismo, es decir a su pasaje sin movimiento de material. Cuando calentamos un líquido desde su superficie inferior, éste comienza a moverse tiempo después, a raíz que los sectores de mayor temperatura experimentan un descenso de densidad y ascienden hacia las partes superiores del material. Finalmente, el material ascendente, lejos de la fuente de calor, recobra su baja temperatura y por lo tanto experimenta un aumento de densidad que lo llevará a los niveles inferiores originales. En este experimento el calor está siendo transmitido por convección, es decir a través del movimiento del material. La Tierra ha elegido este último mecanismo para deshacerse de su calor interno (ver Notas Preliminares) y como resultado del mismo se ha generado la dinámica superficial más espectacular y extraña de todos los cuerpos del Sistema Solar. Los continentes, los océanos, las cordilleras, las hileras de volcanes paralelos a las costas y el campo magnético terrestre están íntimamente ligados. Esta interrelación es intuida desde hace unos 40 años, cuando comenzó a ser motivo de profusos estudios que año a año afirman una teoría conocida cómo tectónica de placas.

Todo lo que se abre en alguna parte se cierra

Al observar el relieve de la Tierra vemos que éste puede ser dividido en tres sectores principales: 1) las amplias zonas que se encuentran por encima del nivel del mar, desde las montañas más altas del planeta hasta las llanuras costaneras; 2) las áreas de plataforma, que son zonas relativamente planas ubicadas por debajo y a escasas decenas a centenas de metros del nivel del mar; 3) los fondos oceánicos, con profundidades muy variables que oscilan desde los pocos metros hasta más de 10 kilómetros de profundidad.

Si bien las edades de las rocas que componen los continentes son muy variables (desde 4.200 millones de años hasta la actualidad), y éstas se distribuyen irregularmente, la edad promedio de las rocas del fondo oceánico es mucho mas joven (menos de 200 Ma) y las mismas se distribuyen en bandas paralelas de cientos de kilómetros de ancho en función de su antigüedad (Fig. 1.1). Estas bandas de rocas, con edades equivalentes, son además paralelas a gigantescas cordilleras submarinas denominadas dorsales centro-oceánicas, que representan fisuras a través de las cuales emana material fundido proveniente de las profundidades, que se derrama en el fondo del mar, enfriándose en el contacto con el agua marina. Finalmente, la edad de las rocas que componen el fondo marino es progresivamente más antigua a medida que nos alejamos de las dorsales centro-oceánicas a uno y otro lado de las mismas (Fig. 1.1). Ya que en general las dorsales se ubican en sectores relativamente centrales de los océanos, las edades de los interiores de los mismos resultan más jóvenes que los sectores cercanos a los continentes. Estos elementos permitieron elaborar la hipótesis, desde hace tan solo 40 años, de que los océanos crecen a medida que las dorsales centro-oceánicas se abren y a partir de ellas emana material fundido (lava) hacia la superficie, generando nuevo suelo oceánico (ver Cap. 3). A lo largo de millones de años, vastos sectores de nuevo suelo oceánico son generados separándose progresivamente el fondo oceánico más antiguo y los continentes que los rodean. Las edades más antiguas de un océano, cercanas a las costas de los continentes, indican el momento en el cual comenzó éste a formarse y por lo tanto, el tiempo en el cual los continentes que lo flanqueaban estaban unidos. La primera conclusión que podemos extraer de lo expresado es que los continentes se desplazan a medida que ciertos fondos oceánicos se expanden (Fig. 1.1).

Una técnica de uso reciente reafirma esta proposición: el *paleomagnetismo*. Esta disciplina se encarga de determinar entre otras cosas la posición de los continentes, o parte de éstos, en el pasado. Su determinación se basa en el hecho de que la Tierra posee un campo magnético análogo a un imán con un polo norte y sur magnéticos, cercanos a los polos norte y sur geográficos definidos por la intersección del eje de rotación con la superficie terrestre (Fig. 1.2). Las rocas que se forman a partir de materiales fundidos que provienen de las profundidades de la Tierra, tales como las rocas que se generan a partir de la solidificación de la lava que emana de las dorsales centro-oceánicas, se magnetizan al momento de pasar del estado líquido al sólido al enfriarse. En este proceso, los minerales magnéticos que componen estas rocas se orientan según la posición de los polos magnéticos de la Tierra en el momento de la solidificación, tiempo

a partir del cual quedan congelados en su posición, a lo largo de millones de años. La orientación de estos minerales sólo variará con respecto a los polos magnéticos si la roca que los contiene cambiara de posición, o dicho de otra manera si los continentes en los cuales se formaron se desplazasen. De esta manera, tal como opera el paleomagnetismo, a partir de la determinación de la orientación de los minerales magnéticos de una roca, y conociendo la edad de la roca en cuestión, podemos establecer la forma en la cual el sector en que ésta se aloja se ha desplazado y rotado desde esa fecha. Finalmente, al analizar el magnetismo "memorizado" por una serie de rocas de diferente edad podemos trazar una curva que represente el desplazamiento del continente o el área en los cuales éstas se alojan a través del tiempo (Fig. 1.3). ¿Por qué la Tierra posee y ha poseído un campo magnético? Para responder a esta pregunta debemos recurrir al estudio de otro fenómeno muy común en nuestro planeta: los terremotos. Los terremotos se generan principalmente en respuesta al desplazamiento de las masas continentales en la Tierra, en la parte más superficial de la misma, en general en los primeros 200 kilómetros. Al producirse un movimiento de estas características se genera energía de distinta naturaleza (Fig. 1.4). Parte de esa energía se manifiesta como ondas que vibran perpendicularmente a la dirección a través de la cual se desplazan alejándose de la fuente del terremoto, al igual que una cuerda que se sostiene a través de los dos extremos y a la cual se agita (ondas transversales u ondas "S"). Otra parte de la energía liberada genera ondas que vibran hacia adelante y hacia atrás en la misma dirección de desplazamiento (ondas longitudinales u ondas "P"). La velocidad de ambos tipos de ondas depende de la rigidez y de la densidad del medio en el cual se propagan, siendo las segundas más rápidas que las primeras y siendo las primeras incapaces de trasladarse en medios líquidos. Al medir la velocidad de las ondas longitudinales y transversales que se generan a partir de un terremoto, a medida que éstas avanzan hacia las profundidades, vemos que como regla general se produce su aumento debido a que progresivamente se atraviesan rocas más densas y rígidas por el aumento de las presiones hacia las profundidades (Fig. 1.4). De esta manera se determina que la Tierra está dividida en tres sectores principales que poseen densidad progresivamente mayor a medida que la profundidad aumenta (Fig. 1.4): una corteza en los primeros 10 a 70 kilómetros, un manto desde esta profundidad hasta unos 2.900 kilómetros por debajo de la superficie y finalmente un núcleo. Sorprendentemente, a la profundidad de 2.900 metros desaparecen las ondas transversales, lo cual implica que el sector externo del núcleo terrestre se encuentra en estado líquido (Fig. 1.4). La composición del núcleo es inferida

a partir de dos fuentes distintas: por un lado a partir del cálculo total de la masa de la Tierra, en función de las interacciones gravitatorias de nuestro planeta con los demás cuerpos celestes y descontando las masas calculadas del manto y la corteza terrestres cuyas densidades se conocen directamente, en el primer caso a partir de fragmentos que arriban a la superficie arrastrados por la lava que asciende de ciertos volcanes y en el segundo a partir de su directa observación; por otro lado a partir del estudio de la composición de meteoritos metálicos que arriban a la Tierra, los cuales se suponen constituyen restos de los núcleos de otros planetas similares al nuestro. De ambas formas se determina que la densidad del núcleo terrestre es similar a la de una aleación metálica de hierro y níquel más algunos óxidos de ciertos elementos metálicos.

Ahora entonces reformulemos la pregunta anterior: ¿Por qué la Tierra posee un campo magnético? Cuando una corriente eléctrica se transmite a través de un cable enrollado se genera un campo magnético, conociéndose a este dispositivo como *electroimán* (Fig. 1.2). La composición del núcleo terrestre indica que éste es un buen conductor eléctrico y su estado, el líquido, indica que este material conductor podría fluir y circular describiendo remolinos y espirales al igual que un cable enrollado. Estas dos propiedades podrían perfectamente determinar que la parte externa del núcleo terrestre fuera la causante del campo magnético que se detecta en superficie y que magnetiza a las rocas desde la formación de la Tierra.

Ahora olvidemos por unos párrafos el movimiento del núcleo externo terrestre y concentrémonos en los terremotos que ocurren en la Tierra. A partir de mediciones sistemáticas de Wadati (1920), Benioff propuso, en 1952, que al ordenar los terremotos que se producen en torno a los bordes de ciertos continentes de acuerdo a su profundidad, quedaba en evidencia un arreglo geométrico de los mismos, describiendo planos inclinados. Por este motivo, Wadati no cosechó el fruto de sus descubrimientos. Su desazón fue tal que abandonó sus estudios y se convirtió en payaso de circo. Extrañamente, los terremotos que se sienten en la superficie poseen un origen más profundo a medida que se producen hacia los interiores continentales y uno más cercano a la superficie hacia los sectores costaneros. La explicación de este fenómeno fue inmediata: la expansión de los fondos oceánicos, descripta en la primera parte de este capítulo, es absorbida a través de la penetración de ciertos fondos oceánicos por debajo de algunos continentes, produciendo terremotos (Fig. 1.5). Aquellos bordes de continentes en los cuales el fondo oceánico se sumerge en dirección al interior continental se denominan *zonas de subducción* y se asocian a las zonas de la Tierra en las cuales se producen la mayor cantidad de terremotos. Además, estas zonas se relacionan frecuentemente con

motos. Además, estas zonas se relacionan frecuentemente con cordones montañosos paralelos a la costa y cadenas de volcanes. El desarrollo de montañas encuentra su explicación en el fenómeno de la subducción, ya que la colisión entre el borde de un continente y el fondo oceánico adyacente produce deformación y consecuentemente alzamiento de rocas profundas, de lo cual nos ocuparemos en el Cap. 8. Sin embargo la explicación de por qué aparecen hileras de volcanes cercanos a la costa en las zonas de subducción no es evidente. ¿Qué relación existe entre la sumersión del fondo oceánico bajo un continente y la generación de material fundido que alimenta a los volcanes? Hemos visto que a excepción del núcleo externo de la Tierra, el resto de la misma se encuentra en estado sólido, hecho evidenciado a raíz de la transmisión efectiva de las ondas sísmicas transversales en los primeros 2.900 kilómetros de profundidad, incapaces de propagarse en medios líquidos. Sin embargo sabemos que el material fundido emanado por los volcanes nada tiene que ver con la composición del material que existe en el núcleo externo de la Tierra. De esta manera se infiere que ese material fundido proviene de sectores de la Tierra que se encontraban en estado sólido. Sin embargo: ¿cuál es el mecanismo mediante el cual se funde una roca en el interior de la Tierra y pasa a alimentar los volcanes de las zonas de subducción? Las rocas que se forman en las dorsales centro-oceánicas están formadas por minerales que reaccionan con el agua oceánica en el momento de su formación. Es por ello que comúnmente estos minerales contienen agua, la cual a través de la penetración del fondo marino bajo los continentes es trasladada a cientos de kilómetros bajo la superficie. Esta agua se mantiene dentro de la estructura de los minerales hasta que la temperatura y presión crecientes presentes a las mayores profundidades provocan su expulsión. De esta manera las rocas del fondo oceánico "mojan" en profundidad a las rocas bajo las cuales se sumergen. ¿Pero qué relación existe entre la hidratación de una roca y su pasaje a estado líquido? Una roca se mantiene en estado sólido hasta superar una cierta temperatura, denominada *punto de fusión*, a partir de la cual se funde, dependiendo este punto de la presión a la cual se encuentra. Cuanto mayor es la presión a la que se encuentra confinada una roca o, lo que es lo mismo, cuanto más profunda se encuentre una roca, más temperatura se necesita para fundirla. Es por ello que rocas que se encuentran en el interior de la Tierra, a altas temperaturas a las cuales se fundirían, permanecen en estado sólido debido a las enormes presiones que soportan. Sin embargo una roca al entrar en contacto con agua, puede experimentar también una baja en su punto de fusión. Por lo cual una roca que se encontraba ubicada a altas profundidades y por lo tanto a altas

presiones y temperaturas, puede fundirse al ser "mojada" por el agua expulsada por las rocas del fondo oceánico, al sumergirse ésta en una zona de subducción. Finalmente el material fundido resultante asciende por flotabilidad hacia la superficie formando cadenas de volcanes paralelos a la costa (Fig. 1.5). Por lo tanto, al mirar lava siendo expulsada de la boca de un volcán, es justo darle rédito a los océanos de la Tierra.

Si bien este mecanismo de generación de material fundido que alimenta cadenas de volcanes es propio de la Tierra y se asocia a la presencia de océanos y zonas de subducción, ésta no es la única forma mediante la cual una roca alojada bajo la superficie terrestre se funde. Otro mecanismo muy común en otros planetas de nuestro Sistema Solar se relaciona con la descompresión. Hemos mencionado que la presión a la cual una roca se halla confinada en la profundidad de la Tierra define su punto de fusión, siendo mayor éste cuanto más alta sea la presión y por lo tanto la profundidad. Hemos mencionado también que una dorsal centro-oceánica emite material fundido que pasa a formar parte de los suelos marinos ¿Pero cuál es el mecanismo mediante el cual se genera material fundido bajo las dorsales, sabiendo a través del comportamiento de las ondas sísmicas que las rocas que las subyacen están originalmente en estado sólido? Al abrirse el fondo oceánico en las dorsales, las rocas del manto que se ubican por debajo de la corteza oceánica ven disminuir drásticamente el espesor de roca que las cubría y por lo tanto la presión que las confinaba, experimentando una caída en su punto de fusión. De esta manera la combinación de altas temperaturas con baja presión provoca que las rocas del manto se fundan parcialmente, generándose material fundido que asciende hasta la superficie por flotabilidad (Fig. 1.5).

La cocina de la Tierra a fuego lento

Ahora sabemos que los fondos oceánicos se expanden y que este "sobrante" de superficie terrestre se absorbe en las zonas de subducción. También sabemos que el ingreso del fondo oceánico en el interior de la Tierra funde rocas que generan volcanes cercanos a las costas y también levanta a veces cordilleras. Sin embargo: ¿Por qué se mueven los continentes? Una técnica reciente aporta un dato revelador al respecto: a partir de múltiples terremotos y la medición de la velocidad de las ondas respectivas a lo largo de sus trayectos en el interior de la Tierra, se generan imágenes por computadora que muestran zonas en las cuales éstas alcanzan más velocidades que en otras. Hemos visto que como tendencia general las

ondas que atraviesan la Tierra aumentan su velocidad en profundidad (Fig. 1.4), sin embargo esta técnica muestra que no es cierto que las ondas viajen a una misma velocidad a una profundidad constante. Las variaciones en velocidad a lo largo de una misma profundidad se deben principalmente a cambios de densidad y rigidez que son, para una misma composición, función de diferencias en la temperatura de las rocas que atraviesan. Resulta entonces llamativo que existan sectores del manto ubicado por debajo de los continentes y fondos oceánicos que se encuentren calientes, mientras que otros estén más fríos. Al tratar de relacionar esas áreas de temperaturas anómalas con rasgos llamativos en la superficie, vemos que en general las zonas calientes se encuentran por debajo de las dorsales centro-oceánicas y que las zonas frías están por debajo de las zonas de subducción (Fig. 1.5). Es sabido que si un líquido es calentado desde su parte inferior tenderá a ascender por disminución de su densidad, hasta enfriarse experimentando un aumento de su densidad y por lo tanto "caer" hasta sus posiciones iniciales. Este movimiento que describe corrientes de ascenso y descenso, a veces con formas cilíndricas, se denomina *convección*, y es la forma mediante la cual gran parte del manto terrestre circula a lo largo de millones de años (Fig. 1.5). Las zonas calientes del manto son áreas en las cuales el material más profundo, y por lo tanto más caliente, asciende ubicándose en posiciones más superficiales que las que corresponderían para su temperatura, mientras que las zonas frías reflejan áreas en las cuales el material superficial desciende entrando en contacto con rocas calientes circundantes. Si bien hemos dicho que el manto se encuentra en estado sólido, este cuadro de temperaturas variables refleja su lentísimo movimiento similar a un líquido, ascendiendo por debajo de las dorsales centro-oceánicas y hundiéndose por debajo de las zonas de subducción (Fig. 1.5). Existen sin embargo zonas calientes del manto que no coinciden con dorsales centro-oceánicas en la superficie y que de todas maneras indican zonas del manto que se encuentran en ascenso, a veces por debajo de continentes y a veces por debajo de los fondos oceánicos. En superficie generan grandes áreas volcánicas, que debido al movimiento de los continentes y fondos oceánicos frecuentemente generan cadenas de volcanes paralelas a la dirección de desplazamiento de los mismos (Fig. 1.5), al permanecer el suministro de material en un punto dado. Estas áreas reciben el nombre de puntos calientes y serán descriptas en el cap. 8.

Continentes que resbalan

Finalmente: ¿Qué tiene que ver todo esto con el movimiento de los continentes, la subducción y la expansión de los fondos oceánicos? Resulta que la superficie terrestre se divide en unas catorce placas principales, cuyos límites están representados en su mayoría por las dorsales centro-oceánicas y las zonas de subducción, y en menor medida por sectores en los cuales las dos partes se desplazan lateralmente unas con respecto a las otras, sin separarse ni acercarse. Algunas placas están formadas enteramente por una masa continental, otras por parte de un suelo oceánico, mientras que otras son mixtas. El límite inferior de las mismas parece estar dado por un delgado patín de material fundido que se genera a una temperatura de unos 1250°C. Este nivel que se encuentra formado por material en estado sólido, pero con un mínimo aditamento de material fundido, es detectado por una leve caída en la velocidad de las ondas sísmicas longitudinales y transversales que describimos al comienzo de este cap., debido a una pérdida de rigidez de estos sectores (Fig. 1.4). Esta temperatura de 1250°C es alcanzada en el interior terrestre a distintas profundidades. Particularmente en los sectores calientes, en los cuales el manto asciende por debajo de las dorsales centro-oceánicas, esta temperatura se encuentra muy cercana a la superficie a profundidades de entre 10 y 5 kilómetros. Mientras que al considerar sectores progresivamente más lejanos a las dorsales esta temperatura se alcanza a profundidades mayores de hasta 50 a 100 kilómetros. De esta forma, el límite inferior de las placas, correspondiente a ese delgado patín de material fundido, inclina hacia ambos lados de las dorsales centro-oceánicas, explicándose el hecho de que éstas se abran continuamente y que los continentes que rodean al océano en cuestión se separen en el tiempo, al resbalar por el plano inclinado correspondiente a la base de las placas (Fig. 1.5).

El movimiento de convección del manto explica el movimiento de las placas y éste da cuenta de la distribución de gran parte de las cordilleras y líneas de volcanes que aparecen en la Tierra. La teoría que vincula estos fenómenos es la *tectónica de placas,* sobre la cual abordaremos el estudio de los restantes capítulos.

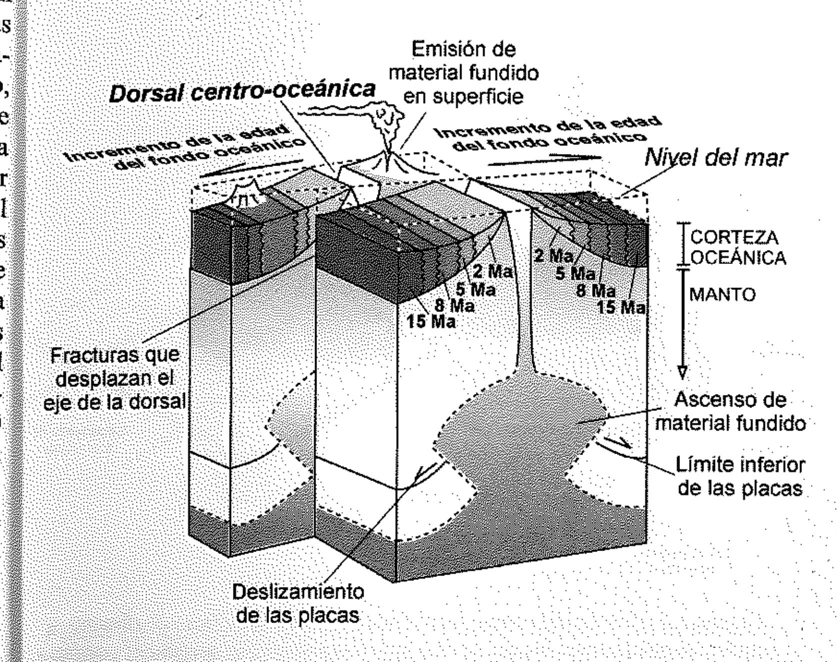


Figura 1.1: Representación de las dorsales centro-oceánicas. La apertura del fondo oceánico descomprime las rocas del manto, que se encuentran a altas temperaturas, fundiéndolas y generando magmas que llegarán a la superficie generando nueva corteza oceánica. Ma significa millones de años.

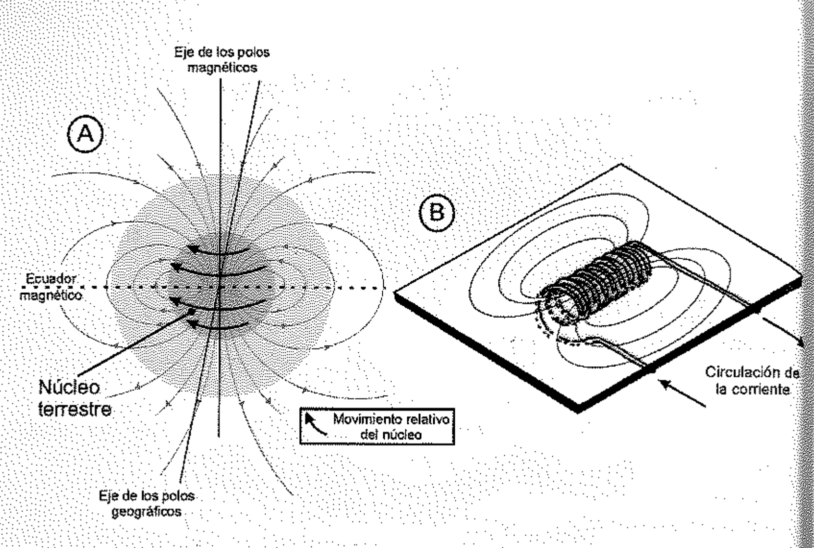


Figura 1.2: Origen del campo magnético terrestre. A- Efecto de dínamo producido por la rotación del núcleo líquido externo que origina el campo magnético bipolar que se mide en la superficie de la Tierra. Nótese que los polos norte y sur magnéticos difieren de la posición de los polos geográficos. B- Bobina que produce un campo magnético debido a la circulación de corriente a través de la misma, que ejemplifica el efecto producido por las corrientes de materiales conductores en el núcleo terrestre.

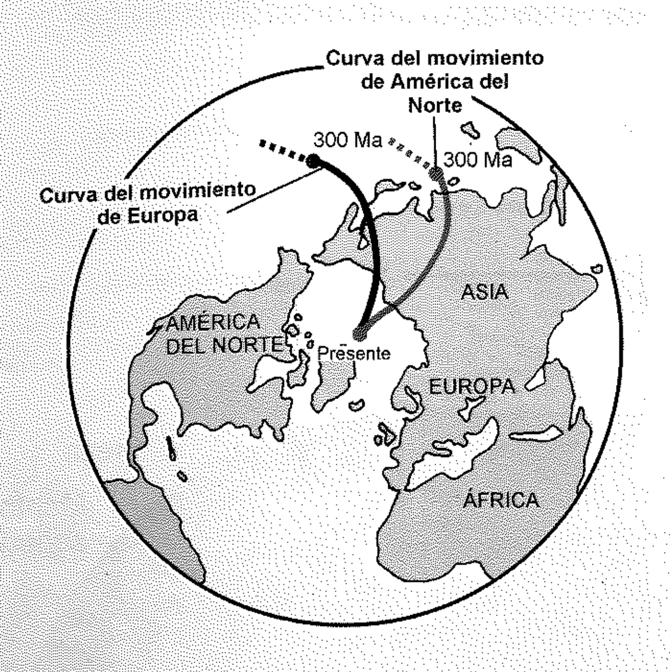


Figura 1.3: Curvas que describen el movimiento relativo de los continentes, obtenidas a partir de estudios paleomagnéticos para los últimos 300 Ma. Nótese que el punto que corresponde al presente es el polo norte magnético actual.

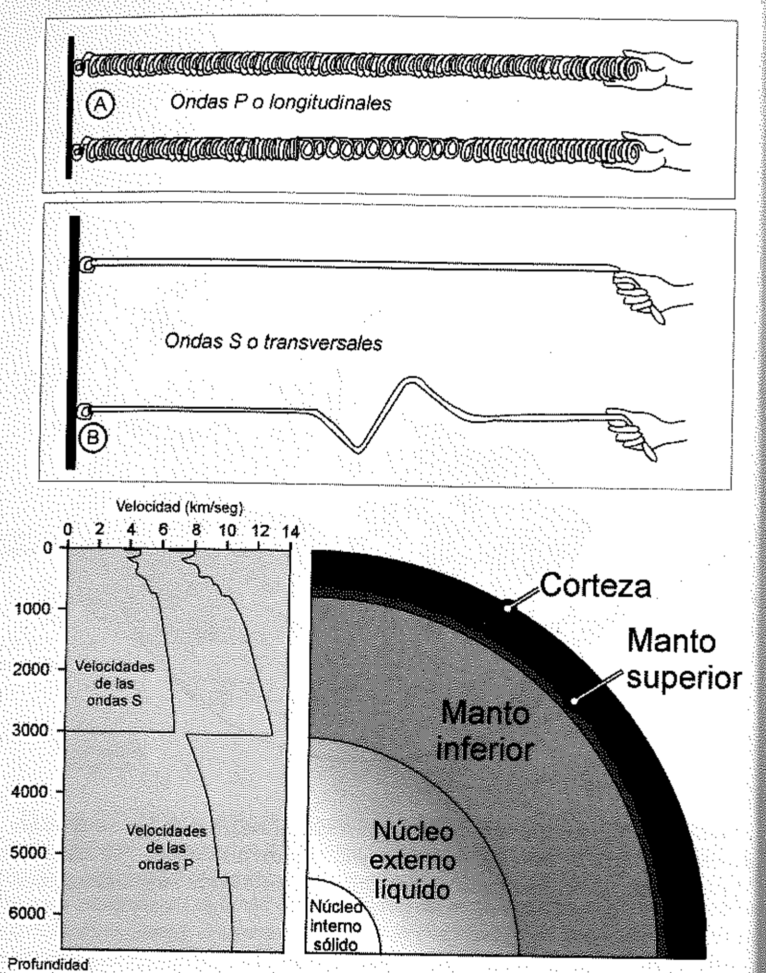


Figura 1.4: Variación de la velocidad de las ondas P (longitudinales) y S (transversales) con la profundidad y su relación con las capas internas de la Tierra.

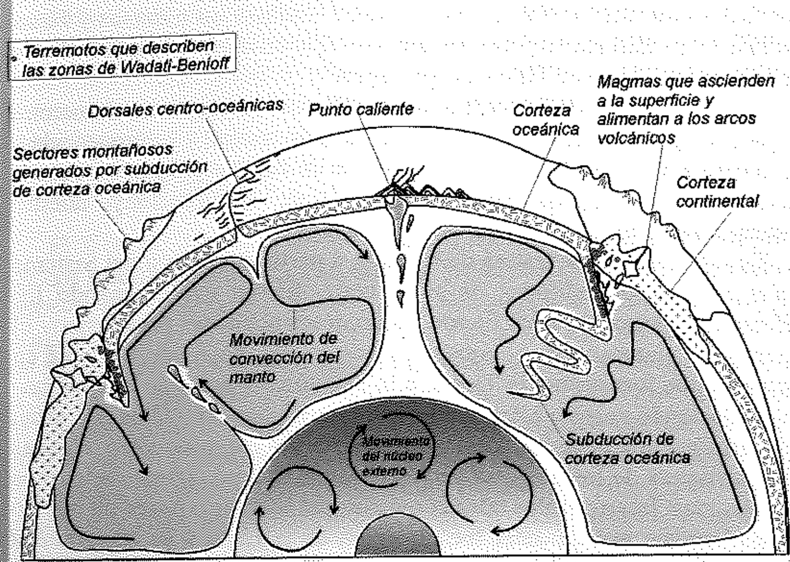


Figura 1.5: Dinámica de la Tierra.

2. Geología planetaria

El gran factor, cuando se trata de resolver un problema de esa clase, es la capacidad de razonar hacia atrás...(*)

Si bien la geología, como su nombre lo indica, es una ciencia propia y dedicada al estudio de la Tierra, desde los años 60, con la carrera espacial y la llegada del hombre a la Luna, se comenzó a estudiar el Sistema Solar con una visión nueva. Ya no sólo se busca describir los planetas y lunas vecinas, sino también explicar los procesos que en ellas actúan. Se observa al Sistema Solar con "filosofía geológica".

Entre los aspectos más interesantes de esta nueva disciplina se encuentra la planetología comparada. Ésta comprende la diversidad y heterogeneidad en cuanto a la forma, tamaño y composición de cuerpos existentes, enmarcándolos en una historia evolutiva de ese "todo" que constituye nuestro sistema planetario.

En este capítulo se tratará de mostrar, a partir del origen del Sistema Solar hace 4.560 millones de años, cómo fueron evolucionando los diferentes cuerpos y cuáles fueron los procesos actuantes para generar el vecindario planetario que conocemos hoy en día, haciendo hincapié en aquellos que formaron a la Tierra, a la vez única y parte de ese conjunto. Reduciendo nuestro estudio a los cuerpos rocosos, aquéllos que están constituidos por material sólido principalmente, se conocerán algunas características de los planetas vecinos y otros cuerpos como meteoritos y asteroides. Interrogantes tales como por qué Mercurio posee un núcleo anómalamente grande; cuál fue el origen de la Luna y su importancia para la Tierra; por qué Marte posee los volcanes de mayores dimensiones dentro del Sistema Solar, o cuántas posibilidades de vida habría en un océano subsuperficial de una luna de Júpiter, son algunos de los temas que analizaremos.

(*) Frase pronunciada por el detective Sherlock Holmes (personaje de Arthur Conan Doyle) en la novela *Estudio en escarlata*.

"El origen de las especies"[1] planetarias

El planteamiento del problema de la formación del Sistema Solar conlleva, como tantos otros de índole geológica, la dificultad de estar en los "jardines de Lauriston"[2]. Somos testigos privilegiados de la escena del crimen, pero sólo eso. Disponemos únicamente de algunas pistas en las que hurgar y, a partir de ellas, develar, o cuando menos proponer, la sucesión de acontecimientos ocurridos. Mucho se ha descubierto sobre el Sistema Solar en las últimas décadas, pero con todo, esos descubrimientos no dejan de ser el producto final de una historia probable.

Se haría extenso describir en detalle cada una de las evidencias que favorecen la actual teoría que explica la formación del Sistema Solar, sin embargo debemos conocer algunas de ellas para poder entenderla. A tal efecto, comenzaremos describiendo las principales piezas de este problema.

La escena del crimen

El Sistema Solar se compone de nueve planetas que pueden clasificarse en dos grandes grupos: planetas internos y planetas externos. Los primeros, también llamados rocosos debido a que están compuestos en su mayoría por magnesio, hierro y silicio, son Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. Más allá de la órbita de Marte se encuentra un disco de objetos pequeños, no mayores a 500 km de radio cada uno, denominado "cinturón de asteroides", que marca la división principal antes mencionada. Entre los planetas externos encontramos a Júpiter y Saturno, llamados gigantes gaseosos por su composición mayoritaria de gases de hidrógeno y helio, y Urano y Neptuno, denominados gigantes de hielo, compuestos principalmente por agua, metano, y amonio en estado sólido. La distancia al Sol en este lugar es de unas 30 Ua (1Ua = 149.600.000 km = distancia Tierra-Sol). Más allá de Neptuno se halla Plutón y, a partir de allí, comienza un disco de cuerpos de hielo llamado cinturón de Edgeworth-Kuiper que abarca más de 1000 Ua. Finalmente, y hasta unas 50.000 Ua, advertimos que existe una nube de cuerpos helados, de geometría relativamente esférica, denominada nube de Oort, que marca los confines del Sistema Solar (Fig. 2.1).

[1] *El origen de las especies*, texto publicado en 1859 por Charles Darwin, en el que trata la teoría de la selección natural.

[2] En la casa número 3 de la calle del Jardín Lauriston es que se ha cometido un crimen en *Estudio en escarlata*, y allí es donde Sherlock Holmes sorprende a Watson con sus facultades analíticas.

Existe una gradación composicional en este sistema desde el inte ior, con materiales que funden a temperaturas mayores, hacia el ext rior, donde predominan los elementos volátiles. También cabe señal que el 90% de la masa del Sistema Solar interno se encuentra entre 0 y 1 Ua, y que el cinturón de asteroides sólo constituye una cantidad material equivalente a la necesaria para la formación de un planeta un 1% de la masa de Mercurio. A pesar de ello, gran parte de la i formación que poseemos acerca de los procesos ocurridos en la fo mación del Sistema Solar proviene de estos cuerpos pequeños, que so los asteroides. Dicho conocimiento no sólo se adquiere de modo ind recto mediante la utilización de instrumentos a la distancia, sino tam bién en forma directa mediante el estudio de meteoritos (fragment que llegan a la superficie del planeta).

En un tipo particular de meteoritos llamado *condritos* se han enco trado los materiales más antiguos del Sistema Solar. Éstos son pequeñ inclusiones esféricas, ricas en aluminio y calcio (CAI), cuyas temperat ras estimadas de formación son de 1.500 a 1.410°K, y poseen edades d 4.567,2 ± 0,6 Ma obtenidas por medio de isótopos de uranio (ver No Preliminar). En dichos meteoritos también se encuentran, y dan nombre los mismos, los *condrulos*. La mayoría de éstos son esferas de 0,5 a milímetros de diámetro cuya estructura interna indica que fueron gotit fundidas, que flotaban libremente en el espacio, y se habrían formad hace 4.564,7 ± 0,6 Ma, alrededor de 1 a 4 Ma después de las CAI.

Otro tipo particular de meteoritos brinda información adicional acerca d la formación del Sistema Solar. Así pues, los meteoritos metálicos son cons derados fragmentos del núcleo de planetas y cuerpos menores, diferenciad en capas composicionales, tal como le sucedió a la Tierra (Cap. 1).

Con esto podemos desarrollar la teoría que, actualmente, explica l formación del Sistema Solar, denominada *teoría planetesimal*. La co cepción básica de ésta data de 1796, momento en que Pierre Simon, ma qués de Laplace, publica su obra *Sistema del mundo*. La teoría modern conserva de aquella primera idea, el hecho de que el Sistema Solar s formó como consecuencia de una sucesión de eventos naturales a partir d una nube de gas y polvo denominada nebulosa solar[3]. Hoy en día, est

[3] Esta afirmación, trivial hoy en día, le valió al marqués de Laplace ser perseguid por Napoleón, por contradecir las ideas de Newton acerca de que el Sistema Solar habí nacido tal cual es hoy en día y no incorporar la hipótesis de un Dios en su teoría. Tambié con ella demostraba que el origen del sistema sería más viejo que los 4004 años propue tos por el arzobispo Ussher (1581-1656).

concepción explica el origen y formación del Sistema Solar por medio de tres etapas: la acreción de planetesimales, la formación de embriones planetarios y los procesos de acreción final.

La historia comienza con una nube de gas y polvo y la formación de una zona enriquecida en materiales sólidos, denominada *disco solar* (Fig. 2.2). Este sector se caracterizaba por ser, justamente, un disco que rotaba alrededor del plano ecuatorial del Sol. Estas partículas colisionaban unas con otras, "pegándose". De esta forma se generaron agregados desde algunos centímetros de tamaño hasta decenas de metros. A partir de ese momento los cuerpos habrían seguido creciendo debido a un proceso denominado "inestabilidad gravitacional". Esto significa que la misma gravedad habría generado sectores de mayor densidad, dentro del disco, dando lugar a la acreción de planetesimales. Con posterioridad, y una vez formados estos cuerpos de hasta 1 km de diámetro, comenzaron a desarrollarse los embriones planetarios. A partir de ese punto, los de gran dimensión comenzaron a crecer a mayor velocidad, en un proceso llamado "crecimiento descontrolado" (un objeto de un 1% de la masa terrestre crecería en 100.000 años) (Fig. 2.2).

Por último, el proceso de acreción final habría constituido un período relativamente caótico, en el que cuerpos del tamaño de la Luna y Marte chocaban entre sí, y algunos objetos habrían caído hacia el Sol. En gran medida, el carácter final del Sistema Solar fue heredado de este período. Mercurio y Marte habrían sido formados a partir de pocos embriones (probablemente uno, lo cual explica su tamaño pequeño), mientras que Venus y la Tierra estarían compuestos por una docena de estos cuerpos menores (Fig. 2.2).

Mediante modelos de acreción, se estima que nuestro planeta habría alcanzado un 65 % de su tamaño actual 10 millones de años después del inicio de la formación del Sistema Solar y, a medida que habría ido creciendo, se habría diferenciado, generándose una corteza, un manto y un núcleo (Cap. 1), en el período comprendido entre 20 y 40 Ma, luego del inicio de la formación del Sistema Solar. En esta historia falta un elemento importante: la Luna. Hoy en día se acepta que el satélite terrestre se originó alrededor de 25-30 Ma con posterioridad al inicio de la formación de nuestro sistema, a partir de la colisión de un cuerpo del tamaño de Marte contra la Tierra.

Escalas de tiempo planetarias

Luego de finalizar la acreción de los planetas, y una vez que el Sistema Solar adquiriera un aspecto similar al actual, aún quedaban orbitando una gran cantidad de planetesimales y cuerpos menores, que siguieron y

siguen colisionando entre sí y con los planetas formados. Analizando la historia de los impactos en los distintos cuerpos, especialmente en la Luna se ha observado que hace 3.900 Ma comenzó una rápida disminución en el número de impactos, que duró hasta los 3.300 Ma. Así, observando una superficie planetaria, se pueden establecer edades relativas para diferentes terrenos, según la cantidad de cráteres de impacto por unidad de área.

En la Tierra sólo hay reconocidas 150 estructuras de impactos meteoríticos. La ausencia de las mismas se debe a la rápida erosión causada por el agua y a la constante producción de corteza oceánica en las dorsales centro-oceánicas y destrucción de la misma en las zonas de subducción (Ver Cap. 1).

En el caso particular de la Luna, al conocerse las edades de las rocas en superficie que la componen, debido a la datación de las mismas (ver Nota Preliminar) y a partir de muestras recolectadas en sucesivos vuelos espaciales, se ha podido relacionar la densidad de craterización con edades absolutas (Fig. 2.3).

Hermana Luna

La Luna, con un radio de 1.738 km, es un objeto raro dentro del Sistema Solar, ya que es extremadamente liviana con relación a su tamaño, lo cual se sabe a partir de la gravedad que este cuerpo ejerce. Otro hecho curioso, que veremos se encuentra relacionado, es que la Tierra posee un núcleo metálico desproporcionadamente grande. Cuando la Tierra había llegado a tener un núcleo metálico diferenciado, un objeto del tamaño de Marte habría chocado contra ella. La parte exterior de aquel planeta se habría pulverizado por completo, y de esta manera su propio núcleo metálico se habría separado del material rocoso externo. El material metálico que traía el objeto al desacelerarse habría caído en la proto Tierra, dotando a la misma de una cantidad extra de hierro en su núcleo. La nube de gas y polvo producida habría quedado orbitando en torno a la Tierra, a partir de la cual la Luna se habría formado.

Inmediatamente después de su formación, gran parte de la Luna se fundió generando un "océano de roca líquida", a partir del cual se formaron bloques de corteza que flotaron en la superficie. Estos "témpanos de roca", por ser de menor densidad, se movieron hacia la cara opuesta a la Tierra generando una corteza de espesor irregular de unos

70 km en el lado visible y 150 km en el lado oculto. Esa corteza primaria sufrió los efectos de innumerables impactos meteoríticos (Fig. 2.3). Posteriormente, hace 2.500 Ma, se produjo fusión del manto y ascenso de magma a la superficie, inundando las cuencas de impacto y dando lugar a zonas oscuras actualmente visibles en la superficie llamadas *marias*.

Un peso pesado

Con un radio de 2.440 km, Mercurio es el menor de los planetas rocosos, con una densidad que prácticamente iguala a la de la Tierra. Este valor tan alto se explica por la posesión de un núcleo metálico anómalamente grande en proporción a su tamaño (Fig. 2.4). Al igual que la Tierra, este planeta posee campo magnético, lo cual estaría indicando que parte del núcleo aún se encuentra fundido (Cap. 1).

Las temperaturas superficiales del planeta varían diariamente entre 467 °C y -183 °C. Sin embargo, a pesar de poseer temperaturas tan altas, Mercurio probablemente contiene hielo. Esto se explica debido a que el eje de rotación del planeta, que se encuentra a 90° del plano que contiene al planeta y al Sol, es extremadamente estable a lo largo del tiempo, dificultando la llegada de luz solar al fondo de los cráteres cercanos a regiones polares.

Guerrero cansado

Marte posee un radio de 3.396 km y posee una masa equivalente al 11% de la de la Tierra. Además, es bastante menos denso que ella, con un valor promedio de 3.91 g/cm^3 y no posee actualmente un campo magnético. Este planeta presenta los accidentes geológicos más grandes de todo el sistema planetario. El Monte Olimpus es un volcán de 26 km de altura que se extiende sobre una superficie circular de 600 km de diámetro. Marte posee una corteza estática, de modo que los sectores del manto marciano que ascendieron desde las profundidades, al igual que en la Tierra, generan puntos calientes sobre una corteza que no se desplaza, lo cual sumado a la escasa gravedad que impera en el planeta favorece al desarrollo de grandes volcanes. Otro accidente importante es el Valle Marineris. Esta enorme cicatriz se formó de manera análoga a los grandes valles de fractura terrestres (*rifts*), con una longitud de 4.000 kilómetros (Caps. 1 y 8).

Una de las características más llamativas del planeta es que los hemisferios norte y sur presentan grandes diferencias (Fig. 2.4). La corteza del hemisferio norte consiste en planicies de lava sepultadas bajo una cubierta de arena y arcilla. La corteza austral, también llamada *Tierras altas*, presenta una elevación de entre 1 y 5 km por encima de las planicies lávicas del norte, y tiene una alta densidad de cráteres. El hallazgo de lineamientos magnéticos en terrenos periféricos de las Tierras altas ha llevado a la conjetura de que éstos pertenecen a fondos oceánicos marcianos equivalentes a las bandas magnéticas del fondo oceánico terrestre (Cap. 1). Además, la presencia de estas bandas sugiere que Marte tuvo, en un pasado, un campo magnético similar al de la Tierra. Su origen habría estado relacionado, también, con la presencia de material fundido en su núcleo que, debido al enfriamiento del planeta, se habría solidificado causando su extinción. Debido a que el campo magnético en la Tierra es un escudo reflector de las radiaciones dañinas solares que aniquilarían la vida, la presencia de éste en algún momento del pasado geológico de Marte, permite al menos no abandonar la esperanza de que alguna vez hubo vida en ese planeta.

Otro de los accidentes geográficos marcianos de importancia está dado por un gigantesco abultamiento, constituido por planicies volcánicas, llamado Tharsis. Este mide unos 10 km de altura en la zona central y, con 8.000 km de anchura, abarca alrededor de un cuarto de la superficie total marciana. La gran "hinchazón" de Tharsis desequilibra el planeta generando perturbaciones en la rotación respecto de su eje.

Actualmente, la temperatura media de Marte es de -53°C y la presión atmosférica de sólo 6 milibares, casi 200 veces menos que en la superficie terrestre. Bajo estas condiciones es extremadamente difícil la presencia de agua líquida en su superficie. Sin embargo, en ciertas regiones del planeta existen valles con un parecido asombroso a los formados por ríos en la Tierra (Cap. 7). Si bien hoy en día la mayor parte del agua marciana se encuentra atrapada bajo la superficie en forma de hielo, la presencia de valles, así como la existencia de cráteres rellenos con arcillas y arenas finas, equivalentes a los materiales que se acumulan en los fondos de los lagos terrestres, y las tierras bajas del hemisferio norte marciano equivalentes a un antiguo océano seco, han llevado a la conjetura de que en Marte habría existido una atmósfera más densa. Ésta podría haber regulado la temperatura superficial tal como ocurre en la Tierra, generando un clima cálido y apto para la vida, con abundantes lluvias, lagos alojados en cráteres y amplios cañones surcados por ríos.

Agua extraterrestre

Hemos visto que, en el resto de los planetas rocosos, sólo encontramos actualmente agua en estado sólido. La presencia de agua líquida constituye un elemento único y esencial (Cap. 4) de nuestro planeta. Sin embargo, existe un cuerpo que, si bien no habría poseído ríos y lagos como Marte en su pasado o la Tierra, posee un océano: Europa, una de las lunas de Júpiter.

Europa es un cuerpo de tamaño similar a la Luna, con un núcleo metálico y un manto rocoso. El océano de este satélite tiene una profundidad de 80 a 160 km y está cubierto por una capa externa de hielo de hasta 30 km. La superficie de Europa presenta pocos cráteres, indicio de que ésta es relativamente joven, y de que han actuado procesos que la han ido renovando a lo largo de su historia. El principal proceso de reconstrucción de su superficie es el *criovolcanismo*. Éste sería similar al volcanismo terrestre, aunque los materiales que son eruptados en superficie están compuestos por hielo y agua líquida. Muchos autores comparan algunas zonas de la superficie de Europa con los valles de fractura (*rifts*) terrestres, a través de los cuales nuevo hielo asciende cubriendo al viejo y de esta manera renueva la superficie (Cap. 8).

Otro hecho sorprendente de este extraño cuerpo es que, siendo aun más pequeño que la Luna y con una distancia tan grande al Sol, posea el calor interno necesario como para sustentar un océano sin que éste se haya congelado. Se sabe que este calor debería ser de origen interno y no externo, ya que la parte superficial de este cuerpo se encuentra congelada. Este calor de origen interno no podría ser equivalente al de nuestro planeta, ya que se habría perdido debido a su pequeño tamaño tal como ha ocurrido con la Luna y Marte. Se intuye que este calor se generaría por las grandes mareas de roca producidas por el gigantesco campo gravitatorio de Júpiter. Este hecho es similar al que ocurre entre los mares terrestres, la Luna y el Sol, pero en el caso de Europa ocurriría afectando al interior rocoso. Del mismo modo que cuando estiramos una banda elástica, ésta se calienta rápidamente, los procesos de mareas generan fricción suficiente como para calentar el interior de un material y mantener el océano líquido cerca de la superficie, aun lejos del Sol.

Batidora planetaria

La Tierra posee una "extraña" forma de pérdida de calor interno, que es la tectónica de placas (Cap. 1). El manto circula debido al calentamiento del mismo en sectores profundos generando corrientes cilíndricas y en los sitios donde éste asciende, aboveda la superficie. Ésta comienza a abrirse sobre un delgado patín de material fundido, resbalando hacia fuera, causando grietas en el fondo marino, y provocando que nuevo material proveniente del manto por debajo de las placas rellene las fracturas producidas. De esta manera, se pone en marcha una maquinaria mediante la cual el calor interno es directamente transportado hacia la superficie por las rocas del manto que fluyen lentamente, provocando dicho pasaje, y que las placas comiencen a moverse. Este mecanismo de pérdida de calor interno en absoluto parece ser o haber sido moneda corriente en nuestro Sistema Solar.

Máquinas térmicas

Desde su formación, los planetas irradian calor al espacio, pudiéndoselos calificar de máquinas térmicas que liberan energía. Esta energía térmica deriva de un inventario inicial difícil de conocer, que incluiría: 1) el calor de acreción por el impacto de meteoritos; 2) la energía solar; 3) la formación de un núcleo, que a partir de la migración de los materiales densos hacia el centro del planeta, provoca la pérdida de energía potencial transformándola en calor; 4) el decaimiento de elementos radiactivos (Nota Preliminar); 5) las interacciones mareales, tal como hemos visto en el caso puntual de Europa. Todos estos procesos generan el calor que los planetas liberan. Como se ha mencionado en el primer capítulo, la tectónica de placas y el lento movimiento circulatorio del manto en la Tierra son un reflejo de esta pérdida de calor. A diferencia de nuestro planeta, la Luna y Marte poseen una capa externa rígida que carece de movilidad lateral. El caso de Venus es levemente diferente, porque si bien no existen movimientos laterales de los sectores más superficiales, como en la Tierra, hay evidencias de que en el pasado podrían haber existido (Fig. 2.4).

Son dos las formas principales mediante las cuales los planetas pierden su calor interno: conducción y convección (Cap. 1). Los planetas con litosferas estáticas estarían caracterizados por la pérdida de calor por conducción, es decir que no existirían corrientes de rocas que se desplazan

en respuesta a su calentamiento y enfriamiento como en el manto terrestre, lo que explica la no existencia de tectónica de placas.

Al comparar las superficies de otros planetas y satélites con la de la Tierra, se observa, en primer lugar, que éstos poseen un número de impactos muy superior, por lo que se infiere que no existirían en ellos mecanismos de renovación de la corteza, tal como la tectónica de placas. Solamente en Venus y, quizás, en Marte existen zonas elevadas que se asemejan a continentes e inclusive cordilleras, y sectores deprimidos que parecen fondos de océanos que podrían estar relacionados con una tectónica de placas antigua.

Gran hermano

Tan particulares son los factores que gobiernan la dinámica de nuestro planeta y tan intrincadas sus relaciones que éstas no sólo dependen de la Tierra misma.

Júpiter, el mayor de los planetas de nuestro sistema, es considerado un gigante gaseoso tal como se vio al comienzo del capítulo. Su tamaño supera 11.000 veces al de la Tierra y su importancia dentro del Sistema Solar parece ser crucial en la existencia misma de planetas rocosos. Su gran tamaño y la abundante cantidad de gas responden a un nacimiento temprano en el inicio del Sistema Solar. Júpiter se habría formado en un millón de años. Su rápido crecimiento, cuando aún no se había disipado el gas de la "nebulosa solar", le permitió captar una anómalamente grande cantidad de material y, debido a su "egocéntrico" comportamiento, los planetas rocosos surgieron a partir del material sobrante.

La existencia de este gran hermano planetario concedió a nuestro pequeño mundo tres grandes favores. El primero de ellos es referente a la formación misma de la Tierra: los modelos computacionales muestran que, llegada la etapa de la generación de "embriones planetarios" se produce un "estancamiento" en su circulación, que inhibiría el choque entre los mismos. La presencia de un planeta gigante como Júpiter, con su poderosa gravedad, habría afectado las órbitas de los cuerpos menores, propiciando las colisiones que dieron origen a los planetas.

Tal como se retrató en uno de los primeros párrafos, la nebulosa inicial presentaba una gradación composicional, desde su interior hacia el exterior, debido a una diferencia de temperatura. En la zona de esta nebulosa en la cual se formó la Tierra, el disco se habría encontrado demasiado caliente como para que hubiera sobrevivido el agua líquida. Sin embargo en

la nebulosa existían cuerpos helados más allá del cinturón de asteroides. Aquí es donde Júpiter nos hizo un segundo favor, alterando las órbitas de los cuerpos helados (cometas) y permitiendo que estos transportaran el agua desde los confines del Sistema Solar a los planetas recién nacidos.

Por último, Júpiter es también un "gran escudo". Su intenso campo gravitatorio protegió al Sistema Solar de cuerpos errantes como cometas y meteoritos, evitando que colisiones devastadoras acabaran con la vida en la Tierra (Cap. 11).

Sin un hermano grande difícilmente se habrían generado los planetas pequeños, tales como la Tierra, en el Sistema Solar.

De casualidades y causalidades

A partir de lo visto en este capítulo aprendemos que la Tierra es un planeta particular dentro de nuestro Sistema Solar. Desde su origen, han sucedido una serie de hechos fortuitos inigualables. Si la Tierra hubiera comenzado a formarse en una etapa más temprana con relación al origen del Sistema Solar, hubiera incorporado material en demasía, formando un planeta de dimensión mucho mayor y gaseoso tal como Júpiter y Saturno. Por el contrario, si la acreción se hubiera iniciado un poco más tarde, sería un planeta de menor tamaño que la Tierra, que probablemente no hubiera generado tectónica de placas, debido a una precoz pérdida de calor, por lo cual no hubiera poseído ni continentes ni cuencas oceánicas. A su vez, la distancia entre el Sol y la Tierra determina un rango de temperatura estable para la vida, que si fuera modificada, no permitiría agua en estado líquido.

Vimos además que un gigantesco impacto contra la Tierra en sus etapas tempranas le permitió adquirir mas hierro en su interior del que hubiera tenido de no haber existido ese accidente. Probablemente este hecho haya mantenido al campo magnético de la Tierra activo, a diferencia del campo magnético de Marte ya extinto, protegiendo hasta el día de hoy a la vida de las radiaciones cósmicas. El estudio del vecindario planetario nos muestra que vivimos, como dijo Preston Cloud[4], en un verdadero "oasis espacial".

[4] Preston Cloud (1912-1991) fue un prestigioso paleontólogo dedicado al estudio de la historia geológica de la Tierra y su interconexión con la vida. Fue uno de los primeros en modelar la Tierra primitiva y su obra *Oasis in space* es, para algunos, la mejor exposición sobre la historia de la geología terrestre.

Figura 2.1: Figura en la cual se observa la geometría de nuestro sistema solar. (A) Esquema de las nubes cometarias. La nube de Oort abarca una distancia equivalente a la tercera parte de la distancia entre el Sol y la estrella más cercana. (B) Esquema del Sistema Solar donde se pueden ver los planetas externos, el cinturón de asteroides y los planetas internos.

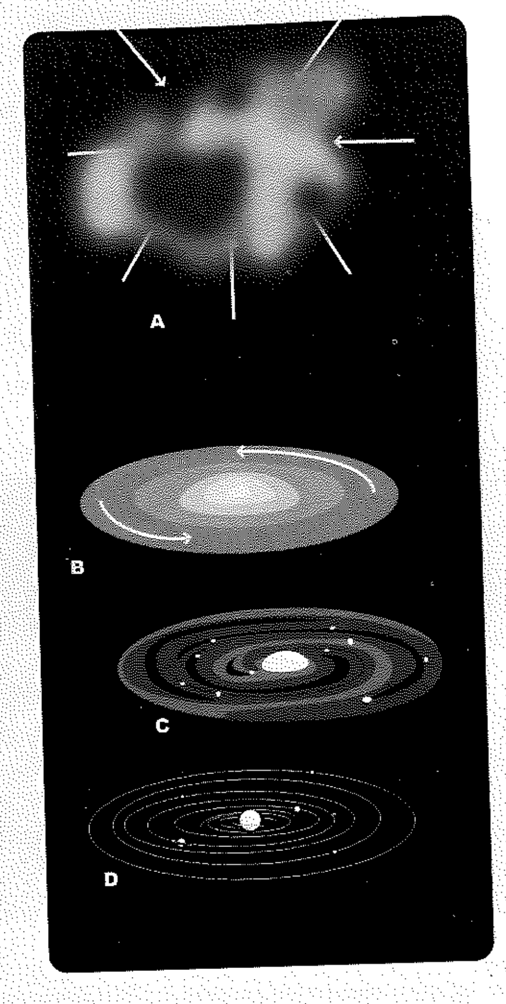


Figura 2.2: Secuencia que esquematiza la formación del Sistema Solar. (A) Nube de gas y polvo que comienza a colapsar formando el Protosol y la Nebulosa Solar. (B) El material se alinea en un "disco solar" en el cual se darán los procesos formadores de los planetesimales. (C) Comienzan a aparecer los embriones planetarios. (D) Los primeros planetas en formarse son Júpiter y Saturno. En esta etapa de acreción final se definen las características del sistema.

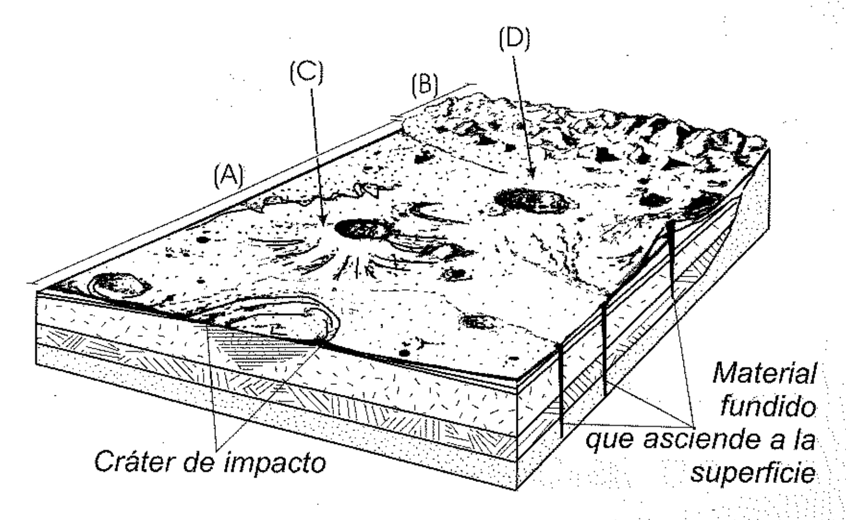


Figura 2.3: Block diagrama de una superficie planetaria en el que se observa una zona con bajo número de impactos (A) y otra altamente craterizada (B). Cráteres de impacto. (C) Fracturas y geometría característica de "cubeta" de los cráteres y su material expulsado asociado. (D) Ascenso de lava a través de fracturas y cráter relleno de lava tal como ocurre en la Luna (marias).

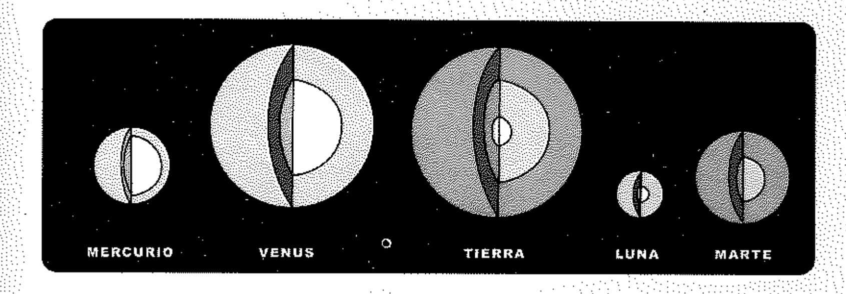


Figura 2.4: Diagrama a escala en el que se muestra el interior de los planetas rocosos. Las cortezas no se representan ya que constituyen una porción muy pequeña en relación al tamaño de los planetas. En Mercurio se observa su gran núcleo interno metálico. Aunque Venus y la Tierra poseen un tamaño similar, diferirían en su estructura interna. La Tierra posee un núcleo interno y uno externo líquido, mientras que Venus no poseería esta estructura diferenciada.

La composición superficial de la Tierra y su importancia económica

3. Los tipos de rocas y sus orígenes

...y la mujer que sabe el devenir,
porque ve mirando con el ojo del sur,
el ojo que mira el magma...

Luis Alberto Spinetta

Las rocas son los constituyentes esenciales de la corteza terrestre y por lo tanto su estudio y clasificación resultan de interés para comprender no sólo los procesos que ocurren en la corteza sino también en toda la Tierra. Están constituidas por una asociación de minerales, pero para poder avanzar en este aspecto debemos introducir el concepto de mineral, dado que no todas las sustancias sólidas se clasifican como tales. Los minerales son aquellos sólidos inorgánicos que poseen una estructura interna ordenada y una composición química determinada. Los minerales se pueden formar a través de procesos inorgánicos, por precipitación desde un líquido o a partir de la acción de organismos, por ejemplo, el azufre y otros sulfuros que se forman por acción de las bacterias.

Cada tipo de mineral es estable bajo condiciones específicas de presión y temperatura. Por lo cual la composición mineralógica de las rocas indica condiciones que predominaron durante su formación.

Desde el punto de vista genético existen tres grandes grupos de rocas: ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas son el resultado de la cristalización de un material fundido o magma. Las rocas sedimentarias se originan tanto a partir de la acumulación de los fragmentos de rocas previas desintegradas en la superficie del planeta, como de la precipitación de compuestos químicos a partir de soluciones acuosas en el medio ambiente. Las rocas metamórficas derivan de la modificación de rocas preexistentes, ígneas o sedimentarias, por efecto de la temperatura y la presión al ser éstas transportadas a las profundidades de la Tierra.

Ciclo de las rocas

Las rocas no son elementos estáticos de la Tierra sino que forman parte de un ciclo, denominado *ciclo de las rocas*, donde son constantemente transformadas y recicladas en distintos tipos denominadas ígneas,

sedimentarias y metamórficas (Fig. 3.1). De esta forma, las diferentes clases se han ido convirtiendo unas en otras a lo largo de la historia de la Tierra. Este ciclo describe, desde el punto de vista teórico, la evolución de los materiales en la Tierra y por lo tanto no tiene un principio ni un final; para describirlo es posible comenzar en cualquier punto del mismo.

Las *rocas ígneas* se forman por el enfriamiento y consecuente solidificación de un material rocoso fundido denominado *magma*. Este material se denomina lava cuando aparece sobre la superficie de la Tierra. La distinción es importante ya que, en el primer caso, cuando el enfriamiento se produce en el interior de la Tierra, el proceso es lento, durando aproximadamente unos 5 millones de años y provocando la completa cristalización del magma, para dar lugar a una *roca ígnea intrusiva o plutónica*. Por el contrario, cuando el material fundido fluye desde el interior de la tierra y se expone sobre la superficie, el enfriamiento es rápido, de días a semanas, generándose una roca *volcánica* en la cual se forman sólo algunos minerales y el resto constituye vidrio, que es un componente típico de enfriamiento súbito.

Cuando las rocas quedan expuestas sobre la superficie terrestre se produce su desagregación por efecto del agua y de las variaciones de temperatura, proceso denominado *meteorización* (Cap. 7), dando lugar a fragmentos sueltos de rocas que en conjunto se denominan sedimentos. Los sedimentos son transportados por los ríos, los glaciares y el viento hasta las costas de lagos y mares en los que se acumulan. Estos depósitos son allí cubiertos por nuevos sedimentos, produciéndose su enterramiento. En profundidad los sedimentos son sometidos a condiciones crecientes de presión y temperatura, que provocan su compactación hasta alcanzar la litificación, generándose una *roca sedimentaria*.

El otro conjunto de rocas que completan este ciclo es el de las *rocas metamórficas*. Las rocas preexistentes, sean ígneas o sedimentarias, sufren modificaciones en estado sólido debido a que son sometidas a nuevas condiciones de presión y temperatura, dando origen a nuevas asociaciones de minerales, estables en esas condiciones. Las rocas metamórficas pueden llegar a ser fundidas cuando se superan ciertos valores de temperatura, dando lugar a un magma que al enfriarse reiniciará el ciclo antes descrito (Fig. 3.1).

Las rocas ígneas

Una roca ígnea se forma a partir del enfriamiento de un magma que es producto de la fusión de otras rocas en el interior de la Tierra (Cap. 1). La

temperatura de los magmas varía entre 800° y 1400°C, dependiendo de la profundidad de origen y de su composición.

Existen dos posibles orígenes de un magma. Por un lado, puede ser el resultado de la fusión de materiales de la corteza terrestre, y por el otro, puede corresponder a material fundido proveniente de la sección superior del manto. Por lo tanto, los magmas pueden generarse a profundidades muy variables, entre 20 y 50 km dentro de la corteza terrestre, y entre 100 y 200 km cuando proceden del manto superior. ¿Por qué motivo un material rocoso en estado sólido pasa a un estado fundido, generándose un magma? Existen tres mecanismos principales que provocan la fusión de rocas: al aumentar la temperatura en un sitio de la corteza o del manto ciertas rocas superan su punto de fusión, pasando de un estado sólido a uno líquido. Sin embargo, la presión juega también un papel muy importante en la formación del magma. Una disminución de la presión puede provocar la fusión de una roca. Las presiones altas determinan que se necesite más temperatura para fundir a una roca de la que sería necesaria en superficie. De esta forma, a altas profundidades de la corteza terrestre y del manto superior, donde las presiones y las temperaturas son elevadas, aun por encima de los valores de fusión correspondientes a la superficie, las rocas mantienen su estado sólido. Pero si ocurre una disminución de la presión que confina a estas rocas y las mismas conservan sus temperaturas iniciales, se superan los valores de fusión para las nuevas condiciones y éstas se pueden fundir generando magmas.

El último factor se relaciona con la presencia o no de ciertos fluidos en las rocas. Las rocas "secas" funden a más alta temperatura que las rocas que interactúan con agua, u otras sustancias como dióxido de carbono en estado líquido. Es por ello que en las zonas en las cuales el fondo oceánico, compuesto en gran medida por minerales que alojan agua en sus estructuras cristalinas, penetra en el manto, las altas presiones provocan que esa agua sea expelida de los minerales "mojando" las rocas del manto. De esta manera, sectores del manto superior experimentan una caída en sus puntos de fusión, por lo cual se originan magmas que formarán en superficie los arcos volcánicos (Cap. 1).

Las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias están constituidas principalmente por elementos formados sobre la superficie de la Tierra, ya sea por la desintegración de otras rocas que da origen a fragmentos o por la precipitación química de distintos minerales. En el primer caso, una vez formados los fragmentos,

denominados en conjunto sedimentos, son transportados y luego depositados, en distintos sectores deprimidos continentales o marinos, denominados *cuencas sedimentarias*. Éstas son depresiones de la corteza terrestre, generalmente de centenares de kilómetros cuadrados de extensión, originadas en respuesta al movimiento de las placas y consecuentemente a la fragmentación de continentes, levantamiento de montañas, etc., en las cuales se acumulan los sedimentos. La depositación continua de sedimentos y los procesos asociados al movimiento de las placas producen la profundización o *subsidencia* de estas depresiones, por lo que los sedimentos acumulados van siendo cubiertos por nuevos sedimentos. De esta forma, los depósitos son enterrados y, al aumentar la presión y la temperatura en el interior de estas cuencas sedimentarias, sufren distintos procesos que alteran su estado original. Estos conducen a la compactación de los depósitos, deformación y precipitación de sustancias minerales que se alojan entre los fragmentos, denominadas *cementos*, que unen a los mismos generando una roca sedimentaria.

Debido a que los sedimentos son depositados en forma horizontal o subhorizontal, las rocas sedimentarias se presentan característicamente formando distintas capas o *estratos*. Un principio, establecido en 1669 por Nicholas Steno, indica que las capas superiores son más jóvenes que las capas inferiores. Asimismo, debido a que los sedimentos se acumulan en ambientes en donde habitan plantas y animales, las rocas generadas contendrán restos de esa vida, denominados *fósiles* (Cap. 11).

Pueden distinguirse tres grandes grupos de rocas sedimentarias: *rocas epiclásticas*, formadas por fragmentos de otras rocas que son rodeados y aglutinados por cementos, *rocas biogénicas y bioquímicas*, en las que la producción de fragmentos es promovida por la actividad de organismos, y *rocas químicas*, creadas por la precipitación de minerales desde aguas salobres.

Las *rocas epiclásticas* están constituidas por fragmentos de rocas, rodeados por uno o varios tipos de cementos. Muchas rocas epiclásticas poseen espacios vacíos (poros) entre estos elementos, en donde pueden acumularse fluidos como por ejemplo agua e hidrocarburos (Caps. 4 y 5). Según el tamaño de los fragmentos que predominan en ellas, las rocas epiclásticas se clasifican en: *conglomerados*, *areniscas* y *pelitas*.

Los *conglomerados* están formados generalmente por fragmentos de rocas de hasta varios metros, pero al menos el 30% es superior a 2 milímetros. Estos fragmentos pueden tener formas redondeadas, indicando desgaste durante un prolongado transporte por parte de un río, oleaje u otro medio, o ser muy irregulares y angulosos, en cuyo caso la roca se denomina *brecha* y evidencia un transporte más corto.

Otro grupo de rocas epiclásticas corresponde a las *areniscas*, que poseen más de un 50 % de fragmentos de roca de entre 2 y 0,064 milímetros. Las areniscas se pueden originar por diversos procesos que provocan la depositación de los fragmentos de rocas que las constituyen, desde ríos, glaciares, vientos en desiertos, oleaje en lagos, deltas, playas y corrientes marinas en zonas de plataformas, etc.

Finalmente, las *pelitas* conforman cerca del 50 % del volumen total de sedimentos que se acumulan y acumularon en la corteza terrestre. Están formadas por finos fragmentos de rocas menores a 0,064 milímetros. Estos se depositan más comúnmente en las planicies de los ríos que las transportan, en lagos y en zonas profundas del mar. Es tan fino el material que las compone, que los fragmentos individuales no son visibles.

Dentro del grupo de rocas biogénicas y bioquímicas se encuentran las *rocas carbonáticas*, los *depósitos fosfáticos*, el *carbón* y el *chert*, siendo las primeras las más abundantes.

Las *rocas carbonáticas* están constituidas mayoritariamente por carbonatos, de los cuales los más comunes son el carbonato de calcio y el carbonato de calcio y magnesio. Estas rocas se forman típicamente en mares poco profundos de regiones tropicales. Dentro de las rocas carbonáticas puede distinguirse otro gran grupo: rocas semejantes a las epiclásticas pero dominadas por fragmentos de rocas carbonáticas preexistentes o más típicamente restos de organismos fósiles (valvas, conchillas, etc.).

Los *depósitos fosfáticos*, que dan origen a las *fosforitas*, son muy poco frecuentes en la naturaleza pero poseen gran valor económico y se forman por la acumulación de minerales de fosfatos. Pueden aparecen como costras de colores oscuros o como concentraciones de fragmentos esqueletales de organismos vertebrados fósiles, ya que el fósforo es un constituyente principal de los huesos.

En las profundidades de lagos y mares existe una deficiencia en oxígeno que impide la total descomposición de la materia orgánica, por lo que pueden desarrollarse compuestos orgánicos que se preservan junto con los sedimentos. La posterior compactación y modificación de estos depósitos dan origen al *carbón* y a las *pelitas oleosas*, de las cuales derivan los hidrocarburos (Cap. 5).

El término *chert* se utiliza para las rocas formadas por granos muy finos de sílice. Son rocas muy duras, que al romperse determinan bordes afilados de forma similar al vidrio. La variedad oscura de chert se denomina *pedernal* y era la roca más comúnmente usada por las culturas prehistóricas para la realización de utensilios (puntas de flechas, etc.). La forma más frecuente de formación de *chert* es la disolución y posterior

recristalización de depósitos ricos en sílice, como son los depósitos de ceniza volcánica y las acumulaciones de animales y plantas que tienen partes duras compuestas de sílice (ej. radiolarios, esponjas, diatomeas).

Las *evaporitas* son rocas sedimentarias de origen químico que son originadas a partir de la precipitación de sales disueltas en aguas. Este fenómeno se produce en lagos y mares poco profundos, bajo condiciones áridas y semiáridas. Los principales minerales que componen estas rocas son el yeso, la halita, que es la sal de mesa, y sales de potasio y magnesio. Al igual que las rocas carbonáticas, los sedimentos evaporíticos se acumulan en su lugar de formación. Los depósitos de sales pueden llegar excepcionalmente a los centenares de metros.

Las rocas metamórficas

Cuando una roca preexistente, ya sea ígnea o sedimentaria, es sometida a nuevas presiones y temperaturas bajo la superficie terrestre, los minerales que la componen son trasladados a condiciones diferentes de las que fueron creados, volviéndose inestables. Estos minerales se transforman ante las nuevas condiciones generando nuevos minerales estables en profundidad, conformando las rocas metamórficas que son el resultado de los cambios que se producen en las rocas cuando son sometidas a altas temperaturas y presiones. Los procesos metamórficos se producen mientras las rocas están en estado sólido. Si el aumento de presión y temperatura es tal que la roca supera su punto de fusión, entonces se genera un magma, comenzando nuevamente el ciclo de las rocas. Los procesos mediante los cuales una roca es trasladada a altas profundidades son la penetración de fondo oceánico por debajo de algunas placas, el enterramiento de rocas sedimentarias en las cuencas, etc.

Las temperaturas entre las cuales se desarrollan las rocas metamórficas oscilan entre los 200°C y la temperatura a la cual funden los distintos tipos de rocas, que varían entre 650ºC y 1000°C.

Un tipo particular de proceso metamórfico no se relaciona con el transporte de rocas a altas profundidades sino al aumento de temperatura a causa de la cercanía con un magma que se halla enfriándose lentamente dentro de la corteza. En este caso, se define el *metamorfismo térmico o de contacto.*

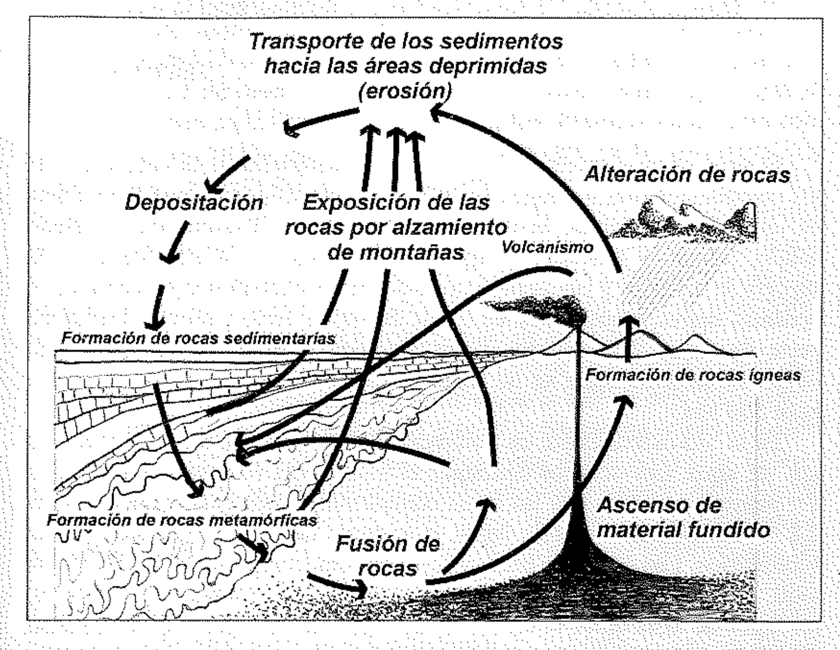


Figura 3.1: Ciclo de las rocas. Nótese que este ciclo teórico puede interrumpirse en cualquiera de sus fases tomando atajos o retrocediendo.

4. Los recursos naturales I: El agua subterránea

El agua fluye desde lo alto de las montañas.
El agua corre por las profundidades de la tierra.
Milagrosamente, el agua nos llega, y sostiene toda la vida.

Thich Nhat Hanh

El agua es un elemento esencial para el desarrollo de la vida y uno de los compuestos más comunes en la Tierra, convirtiendo a nuestro planeta en un caso excepcional dentro del Sistema Solar. Distribuida en estado sólido, líquido y gaseoso, el agua está presente en la atmósfera, en la superficie terrestre y por debajo de ésta. Puede encontrarse constituyendo océanos, mares, lagos y ríos, en forma de vapor, hielo y nieve o formando parte de capas subterráneas. Estos elementos componen la hidrósfera, cuyo volumen de agua se ha mantenido constante por lo menos desde hace 500 Ma.

En la hidrósfera existe un volumen total y constante de 1.359.208.000 km^3 de agua. Los océanos contienen el 97,2 % del volumen total de agua del planeta, mientras que las áreas continentales emergidas concentran el 2,8 % restante, en forma de lagos, ríos, capas de hielo y glaciares y agua subterránea. Las capas de hielo y los glaciares comprenden un 2,4 % del total. El agua subterránea, hasta una profundidad de 4.000 m, el 0,61 %, los lagos de agua dulce el 0,009 %, los lagos salinos 0,008%, la humedad del suelo 0,005 % y los ríos 0,0001%. De estas cifras, puede apreciarse que alrededor del 75 % del agua en los continentes se encuentra encerrado en glaciares o es salina y sólo un pequeño porcentaje, por características químicas (aguas dulces) y disponibilidad, es utilizable para el consumo humano. Más del 98 % de ésta se encuentra como agua subterránea. Es aquí donde surge el significativo rol del agua subterránea y la importancia de comprender los procesos vinculados al origen y protección de este recurso vital.

Acerca del agua y las aguas

Para ser uno de los compuestos más comunes en la Tierra, el agua presenta paradójicamente las propiedades menos usuales. Esto está relacionado a su estructura molecular (H_2O), en la cual la distribución de los núcleos de hidrógeno es asimétrica respecto al oxigeno, dando a la molécula una característica *dipolar* (más carga positiva hacia el lado donde se concentran los átomos de hidrógeno y más negativa hacia el lado del oxigeno). Entre otras propiedades, esta estructura confiere al agua una gran capacidad de disolver otros elementos y moléculas, por lo que al menos pequeñas cantidades de gases y sólidos disueltos hacen que esta sustancia en su estado puro como "H_2O" sea rara en la naturaleza. En consecuencia, además del agua propiamente dicha, están presentes iones como Na^+, Cl^-, K^+, Ca^{++}, $CO3^=$, HCO_3, F^-, SO_4=, NO_3, etc. La cantidad relativa de éstos determina la composición de un agua particular, la que a su vez es función de múltiples factores tales como: composición inicial, presión parcial de la fase gaseosa, tipo de rocas (y por ende de minerales) con las que el agua entra en contacto, tiempo de circulación, etc.

Si calentamos agua "limpia" (no turbia) sobre una cuchara hasta que ésta se evapore totalmente encontraremos que la misma deja un residuo, constituido por las sales disueltas. A éste se lo denomina *mineralización* y a los fines prácticos lo consideraremos aquí como sinónimo aproximado de *salinidad*, *residuo seco* o *sólidos disueltos totales*. Al evaporar aguas de diferente procedencia (mar, lago, río, lluvia) encontraremos que el peso del residuo es variable. Para el agua de mar obtendremos un promedio de 35 gramos y para un agua mineral envasada será de entre 0.2 y 1.2 gramos, por cada litro de agua evaporada. Teniendo en cuenta esto se puede establecer una subdivisión de acuerdo a: *aguas dulces* (con un residuo entre 0 y 1 gr/l), *aguas salobres*, (entre 1 y 10 gr/l), *aguas saladas* (entre 10 y 100 gr/l) y *salmueras* (con más de 100 gr/l), lo que muestra que en la naturaleza existe una gran variedad de aguas de acuerdo a su salinidad.

¡De nunca acabar! El ciclo hidrológico

Los componentes de la hidrósfera interactúan unos con otros en lo que se denomina *ciclo hidrológico*, el cual representa el flujo del agua en sus diferentes estados (líquido, gaseoso y sólido), a través de su paso por los distintos medios. El motor principal del ciclo lo constituye la energía

solar, y su funcionamiento involucra procesos de evaporación y transpiración, condensación y precipitación. A los efectos prácticos, dado que el ciclo no tiene ni principio ni fin, los océanos son considerados los depósitos de los cuales procede toda el agua del ciclo y a los cuales, por diferentes caminos, finalmente retorna. La evaporación del agua desde la superficie de los océanos deja atrás las sales del agua de mar, generando vapor de agua que ingresa y se mueve a través de la atmósfera como consecuencia de los cambios de presión y temperatura del aire (Fig. 4.1). Bajo condiciones adecuadas este vapor puede condensarse y formar suspensiones coloidales de pequeñas partículas de agua, cuya expresión más visible son las nubes. De estas últimas proceden las precipitaciones que, caídas sobre los océanos o la tierra, comienzan a formar parte de los diversos caminos y componentes del ciclo hidrológico. Este ciclo es el sistema natural que posee la Tierra para reciclar el agua. Básicamente seguimos usando la misma agua, formada millones de años atrás, una y otra vez.

¿A qué llamamos agua subterránea y de dónde proviene?

Conceptualmente, el agua subterránea constituye uno de los componentes de la hidrósfera que, formando parte del ciclo hidrológico, se desarrolla por debajo de la superficie de la Tierra a profundidades que van desde unos pocos centímetros hasta miles de metros. El agua subterránea es aquella que, por debajo de la superficie, llena o *satura* por completo todos los espacios libres, descriptos como *poros* o *grietas*, existentes en el suelo y las rocas.

El uso del agua subterránea precede desde mucho antes al entendimiento de su origen. Las primeras especulaciones se remontan a los antiguos escritos de filósofos griegos y romanos, que rondaron entre la fantasía y la realidad. Las teorías griegas persistieron a través de la Edad Media sin sufrir avances hasta el Renacimiento. Hasta el siglo XVII era creencia general que el agua de los manantiales no podía tener relación con el agua de lluvia, dado que la cantidad de esta última era mucho menor que la suministrada por el manantial y que la Tierra era demasiado impermeable como para permitir el paso del agua a través de su superficie. Un entendimiento claro del ciclo hidrológico se alcanzó recién a fines de ese mismo siglo, donde por primera vez las teorías se basaron en observaciones y datos cuantitativos. En el siglo XVIII, los fundamentos de la geología proveyeron una base para el entendimiento de la ocurrencia y movimiento del agua subterránea. Durante el siglo XIX, la investigación de las relaciones

entre geología y aguas subterráneas, el análisis matemático del movimiento del agua en el interior de las rocas y el estudio químico del agua subterránea, dieron origen a la hidrogeología moderna.

Hoy sabemos que prácticamente toda el agua subterránea se origina por los aportes provenientes del agua superficial. Las principales fuentes de aporte o *recarga natural* incluyen la precipitación y, en forma más o menos localizada, cursos de agua, ríos, lagos y otros reservorios; sin embargo pueden existir otras contribuciones producto de la acción del hombre, señaladas como recarga artificial, como por ejemplo el exceso de irrigación en áreas agrícolas.

Cuando la lluvia o la nieve derretida hacen contacto con la superficie del suelo, parte del agua puede evaporarse directamente hacia la atmósfera, otra parte puede ser interceptada, utilizada y posteriormente transpirada por las plantas y otra fracción puede fluir sobre la superficie del terreno y ser posteriormente colectada por cursos (ríos y arroyos) y cuerpos de agua. Pero a su vez existe otra parte del agua que penetra o se *infiltra* en el suelo (Fig. 4.1).

Si hiciésemos un perfil en el suelo podríamos definir, desde la superficie, diferentes zonas de acuerdo al contenido relativo de agua y los procesos dominantes que actúan en éste: la *zona no saturada* (subsaturada, de aireación o vadosa) es aquella en la cual el agua, ligada a cada partícula o mantenida por tensión superficial, ocupa los espacios más pequeños del suelo, mientras que las grandes cavidades se encuentran llenas de aire. Cuando el suelo comienza a saturarse, es decir a tener cada vez más agua entre sus partículas, el agua comienza a descender verticalmente o a *percolarse* y alcanzar *la zona saturada*. Podemos imaginar a esta zona como una esponja hecha de arena, grava y roca que, llenando todos los posibles espacios y poros disponibles, almacena el agua dentro de su estructura (Fig. 4.1). El límite entre ambas zonas se denomina *nivel freático*.

El agua se mueve a través de las rocas. Si para la zona no saturada el movimiento del agua es predominantemente vertical, en la zona saturada domina el horizontal, aunque en algunos casos sea imperceptible. Para que este movimiento sea posible, necesariamente los poros y/o las grietas deben estar conectados unos con otros. Si estas conexiones son lo suficientemente grandes como para permitir que el agua se mueva libremente a través de la roca se dice que ésta es *permeable*. En la naturaleza es posible encontrar toda una gama de comportamientos de las rocas frente al agua: permeables, semipermeables o impermeables, dependiendo de si éstas permiten u obstruyen el flujo

del agua. Las rocas sedimentarias clásticas resultan, en general, más permeables que las ígneas o metamórficas, y que aquellas de origen químico (Cap. 3).

El agua subterránea y su entorno

El agua subterránea se aloja en materiales permeables que se denominan *acuíferos*, es decir rocas saturadas en agua lo suficientemente permeables como para transmitir gran cantidad de agua a pozos o vertientes. El término acuífero no implica un tipo de roca en particular. Tal es el caso de una roca sedimentaria acuífera que, con gran cantidad de poros interconectados, entrega grandes volúmenes de agua; mientras que una roca compacta, prácticamente sin espacio poral, como los granitos, puede ser permeable si contiene gran cantidad de fisuras interconectadas y también considerarse acuífera.

Un acuífero puede tener desde unos pocos centímetros hasta varios metros de espesor y su extensión abarcar varios kilómetros cuadrados o apenas algunas hectáreas. Puede hallarse muy próximo a la superficie o hasta cientos o miles de metros por debajo de ésta. No necesariamente existe una relación entre la capacidad portadora de agua de las rocas con la profundidad a la cual se encuentran. Así pues, un granito muy denso que entrega poco o nada de agua puede estar expuesto en la superficie, mientras que una arena porosa localizada a cientos o miles de metros por debajo de ésta puede entregar millones de litros por minuto. Sin embargo, en el promedio, la porosidad y la permeabilidad decrecen a medida que las rocas se encuentran más profundas; debiéndose esto a que los poros y fracturas tienden a cerrase o reducir su tamaño como consecuencia del peso de la columna de rocas que se halla por encima.

En contraposición a los acuíferos encontramos los *acuicludos*, rocas impermeables que pueden contener agua pero son incapaces de transmitir grandes cantidades, como por ejemplo las arcillas. También los *acuífugos*, unidades que no contienen ni transmiten agua, y los *acuitardos*, unidades poco permeables que pueden almacenar y transmitir agua lentamente de un acuífero a otro. Estas tres últimas categorizaciones constituyen lo que denominamos *capas confinantes*, es decir unidades que tienen poca o ninguna permeabilidad. Los acuíferos que se encuentran entre capas confinantes se denominan *acuíferos confinados* y el agua contenida en ellos tiene la particularidad de estar separada de la atmósfera por los terrenos impermeables (Fig. 4.1). En estos casos, por lo general, el agua puede

encontrarse sobrepresionada. Si un acuífero confinado es alcanzado por medio de un pozo, el agua se elevará por encima del tope del acuífero (capa confinante superior) e incluso podría fluir desde el fondo del pozo hasta la superficie y convertirse en un *pozo surgente*. El agua confinada de esta manera se dice estar bajo presión artesiana y el acuífero es denominado también como *acuífero artesiano*. La palabra "artesiano" viene de la ciudad de Artois en Francia, antigua ciudad romana de Artesium, donde los mejores pozos surgentes artesianos fueron construidos en la Edad Media. Los acuíferos también pueden estar cerca de la superficie del suelo, con una cantidad de capas de alta permeabilidad intrínseca que se extienden desde la superficie del suelo hasta la base del acuífero. Este tipo de acuíferos se denominan *freáticos, no confinados o libres*, y no se encuentran bajo presión, por lo tanto su explotación se debe realizar a través de bombeo (Fig. 4.1).

Todo lo que entra tiene que salir... o se lo extrae

Hemos señalado ya que el agua subterránea y los acuíferos tienen sus fuentes de aporte o recarga natural en las aguas superficiales. La entrada de agua al sistema se establece en el área de recarga, pudiendo ser considerada ésta como la superficie donde, una vez infiltrada, el agua se mueve hacia abajo hasta ingresar a la zona saturada. En el caso de los acuíferos no confinados, esta área se extiende generalmente por sobre encima de la totalidad del acuífero, mientras que para los confinados es más restringida.

La velocidad de recarga de los acuíferos es muy variable. Pueden ser llenados inmediatamente después de una precipitación, como en el caso de acuíferos *someros* (no confinados), o tardar hasta siglos en los acuíferos profundos. En estos últimos la recarga natural es un proceso lento, dado que el movimiento del agua es lento a través de la zona no saturada y dentro del acuífero. Para tener una idea aproximada y muy general de los tiempos de circulación del agua subterránea podemos considerar las siguientes situaciones: agua a muy poca profundidad, algunas horas; a moderada profundidad, 100 años; y a gran profundidad o después de haber recorrido grandes distancias desde su área de recarga, varios miles de años. La velocidad de recarga es un factor de gran importancia dado que de esta variable, entre otras, depende la *explotación sustentable* del acuífero.

Los acuíferos funcionan como conductos para transmisión y como reservorios para el almacenamiento de agua subterránea. Luego que ésta penetra en el subsuelo, viaja lentamente por distancias variables hasta

retornar a la superficie por acción de flujos naturales (las plantas), o es extraída por el hombre. La *descarga* del agua subterránea ocurre cuando ésta emerge a la superficie. La mayoría de esta descarga se da como flujos en cuerpos de agua superficial, tales como en arroyos, ríos y océanos, y en forma directa a través de manantiales. Sin embargo la mayor parte de la descarga de agua subterránea se da en forma artificial a través de la explotación realizada por el hombre a través de pozos de agua.

Más vale prevenir que lamentar

A pesar del gran volumen de agua existente en la Tierra sólo una pe- queña parte es apto para el consumo humano (aguas dulces que además deben satisfacer otros requerimientos de calidad química y bacteriológica) y para utilizar en otras actividades como riego, industria, etc. Esta fracción se concentra mayoritariamente en las aguas subterráneas. Si bien ésta puede encontrarse en todos lados, no siempre resulta accesible, fácil de localizar o de buena calidad para ser utilizada en forma directa sin tratamiento. El término *calidad del agua*, que para la mayoría de la gente puede sugerir solamente "agua limpia" y apta para beber, nadar o pescar, para el granjero o algunas industrias puede tener un sentido diferente, pudiendo utilizar aguas salobres para sus actividades. Por lo tanto, cuando se habla de calidad de agua debemos tener en cuenta cómo y para qué será utilizada: el agua que es perfecta para irrigación puede no serlo para beber o nadar.

Un hecho ineludible es que el incremento poblacional y de las activi- dades industriales son factores que incrementan año tras año la demanda y el consumo *per capita* de agua, aun aplicando correctas medidas de con- servación y desarrollo sustentable. Sin embargo, su cuidado y explotación racional deben ser contemplados y adecuados en forma constante dentro de las políticas estratégicas de un Estado respecto a sus recursos natura- les. A pesar de estas consideraciones, que pueden resultar obvias, en mu- chos lugares el agua subterránea se encuentra sujeta a un uso abusivo, es consumida en cantidades superiores a las velocidades de recarga de los acuíferos o se encuentra sometida a contaminación. Cuando el agua es degra- dada al punto que afecta o condiciona su uso para un propósito en particular se dice que el agua está contaminada. Ya hemos visto que prácticamente toda el agua subterránea proviene de los excesos del agua superficial, y cuando ésta es contaminada el agua subterránea también puede contaminarse. El agua superficial fluye rápidamente, por ejemplo un río, y de alguna manera "limpia" rápidamente algún foco de contaminación (¡aunque en realidad

lo traslada!). En comparación, el agua subterránea migra muy lentamente, por lo cual una vez contaminada permanece virtualmente en ese estado para siempre. La eliminación de la contaminación de un acuífero a través de los procesos naturales puede tomar muchísimos años, y a pesar de existir métodos de restauración ideados por el hombre, éstos demandan muchísimo tiempo y en general son extremadamente costosos. La conta- minación puede entrar al agua subterránea en forma puntual o a través de grandes superficies, pudiendo extenderse a grandes distancias. Las fuen- tes más comunes de contaminación por acción del hombre se dan a partir de la inyección de desechos industriales, descargas de tanques sépticos, escurrimiento de agua desde áreas de depósito de desechos peligrosos, basureros industriales de desechos tóxicos, residuos de pesticidas utiliza- dos para la agricultura, herbicidas, fertilizantes y rellenos sanitarios.

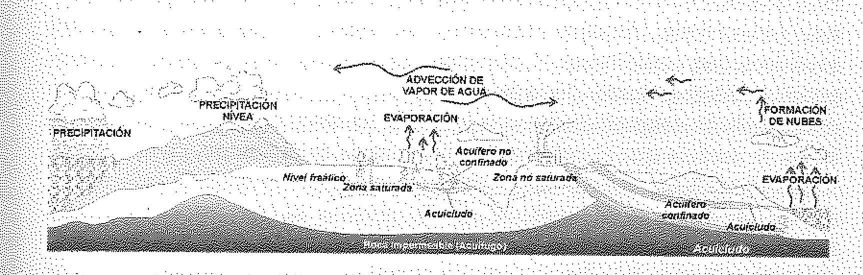


Figura 4.1: El ciclo hidrológico.

5. Los recursos naturales II: Los hidrocarburos

Para explicar el origen de los hidrocarburos, es necesario remontarse al pasado de la historia de la Tierra unos 100 a 300 millones de años, imaginarse cómo pudieron haber sido las condiciones geológicas de esos tiempos y estudiar (utilizando analogías y estudios basados en acumulaciones de hidrocarburos actuales) si estas condiciones pudieron haber llevado a la creación de petróleo o gas natural. Los hidrocarburos derivan de los restos de materia orgánica que se puede preservar en los sedimentos, proveniente, fundamentalmente, de algas y organismos pequeños acuáticos que constituyen el plancton. En general, este escenario corresponde a antiguos mares poco profundos, lagos y ríos. La materia orgánica es depositada conjuntamente con los sedimentos y enterrados en grandes áreas. A medida que el enterramiento progresa en el tiempo, nuevos depósitos cubren a los antiguos sepultándolos progresivamente. El calor interno de la Tierra y el aumento de la presión al ser estos materiales transportados a profundidad, producen la maduración de la materia orgánica, transformándola lentamente en petróleo y posteriormente, a mayor profundidad, en gas natural. Una vez generados, los hidrocarburos son expulsados hacia los espacios porales de las rocas sedimentarias que se encuentran saturados con agua. Debido a que los hidrocarburos son más livianos que el agua, migran verticalmente hacia la superficie gracias a la fuerza de flotabilidad. Si durante este viaje a través de los poros de las rocas, los hidrocarburos encuentran un obstáculo, conocido como trampa, éstos detienen su curso y se acumulan en cantidades comerciales (es decir, cantidades que justifican su explotación) llamadas yacimientos.

En este capítulo se estudiarán los requisitos para la creación de un yacimiento de petróleo o gas, explicando las tareas de los geocientíficos y de la tecnología asociada, para poder reconstruir el pasado de la Tierra y predecir dónde se formaron los hidrocarburos y dónde se pueden encontrar en la actualidad.

Pasado y presente de los hidrocarburos

Los hidrocarburos constituyen la fuente de energía más importante de la historia y del presente de la humanidad. Los hidrocarburos líquidos, denominados como petróleo, son conocidos desde hace siglos, donde fueron utilizados por distintas culturas con diferentes fines prácticos, medicinales y hasta religiosos; sin embargo la historia moderna de su producción y consumo se ha desarrollado en los últimos 200 años.

El nombre de petróleo proviene de su uso medicinal. En 1850 Samuel Kier, un farmacéutico de Pittsburg, Pennsylvania (EE.UU.), lo comercializó por primera vez bajo el nombre de *aceite de roca* o petróleo. En el mismo período, el químico escocés James Young y el geólogo canadiense Abraham Gesner entendieron su importancia al refinarlo y utilizarlo como combustible para iluminación reemplazando el aceite de ballena. Este último patentó el proceso bajo el nombre de *kerosene*. Sin embargo, en 1859 en Titusville, Pennsylvania (EE.UU.), tuvo lugar el primer hallazgo de petróleo con fines comerciales mediante la perforación de un pozo, atribuido al norteamericano William Drake, de más de 20 metros de profundidad. A partir de ese momento comenzó formalmente el desarrollo de la industria de los hidrocarburos y el verdadero aprovechamiento de un recurso que, indudablemente, ha influido en la delineación del mundo actual.

El mundo moderno depende fuertemente de los hidrocarburos, lo cual los ha convertido en un recurso estratégico. Los países en donde se concentra la mayor producción de hidrocarburos, fundamentalmente petróleo, pertenecen a la Organización de Países Productores de Petróleo (OPEP), cuyos integrantes son Arabia Saudita, Irán, Venezuela, Emiratos Arabes Unidos, Nigeria, Kuwait, Libia, Indonesia, Argelia, Irak, Qatar y Gabón. Existen otros grandes productores como el Reino Unido, Noruega, México, Rusia y Estados Unidos, siendo este último el mayor consumidor del planeta. La Argentina forma parte de este grupo de naciones, aunque su participación se considera marginal, tanto en reservas como en producción y volúmenes de exportación.

El origen de los hidrocarburos

Los hidrocarburos son compuestos químicos formados fundamentalmente por enlaces de hidrógeno y carbono, y en menor participación por nitrógeno y azufre, que pueden estar, según las condiciones ambientales, en estado líquido o en estado gaseoso. En el primer caso es una sustancia

aceitosa llamada petróleo o crudo. Los compuestos de hidrógeno y carbono distribuidos en cadenas lineales se conocen como parafinas. La parafina más simple está constituida por un átomo de carbono rodeado de cuatro átomos de hidrógeno y se conoce como metano, que es el componente mayoritario del gas natural que se utiliza en la red domiciliaria y como combustible GNC.

Según la teoría generalmente aceptada, los hidrocarburos provienen de la descomposición de los restos de materia orgánica que pudo preservarse en los sedimentos durante el transcurso del tiempo geológico. Esta teoría se basa en el hecho de que existen restos de estructuras moleculares de compuestos orgánicos conocidos como *clorofila* (el pigmento vegetal utilizado en la fotosíntesis) o estructuras unicelulares del alga *Botryococcus* que son identificables dentro de los componentes de los hidrocarburos encontrados en la actualidad. La descomposición de la materia orgánica preservada en los sedimentos es el resultado de un complejo proceso físico-químico que ocurre en el interior de la Tierra como consecuencia de las altas presiones y temperaturas, en un período que abarca cientos de miles de años.

La materia orgánica que se encuentra mezclada con los sedimentos actuales proviene de los restos de seres vivos, cuyo volumen más significativo está compuesto fundamentalmente por el *fitoplancton* y el *zooplancton* marinos, y en menor medida por restos de plantas y animales superiores. La materia orgánica que forma a los seres vivos se puede dividir en varios grupos tales como las proteínas, los carbohidratos, las cutículas, los lípidos, etc. Estos últimos son los predecesores más importantes del petróleo, mientras que las cutículas son predecesores del gas natural. Los restos de los seres vivos son atacados por hongos, bacterias y otros organismos que descomponen la materia orgánica, transformándola en nutrientes y en elementos simples. Sin embargo, en condiciones ambientales limitadas en disponibilidad de oxígeno (condiciones *anóxicas*), la acción de los organismos descomponedores es muy reducida, favoreciendo la preservación de la materia orgánica. Las condiciones anóxicas se dan en las profundidades de los lagos y de las plataformas marinas. En los fondos de estas áreas, los restos de la materia orgánica se mezclan con los sedimentos transportados por las corrientes de agua y el viento.

A medida que los fondos de lagos y plataformas marinas se van cubriendo de sedimentos se genera una sobrecarga debido al peso acumulado del material sedimentario. Esta carga, al mismo tiempo, provoca un mayor hundimiento del fondo de las depresiones en las que se alojan los sedimentos (lagos, plataformas marinas, etc.), aumentando el espacio de

acomodación para nuevos mantos sedimentarios, dando lugar a un continuo proceso de hundimiento llamado *subsidencia* que conlleva al *soterramiento*. Como consecuencia del soterramiento, el peso de la columna sedimentaria comienza a compactar los sedimentos debido al incremento de la presión confinante. Al tiempo que aumenta la profundidad a la cual estos materiales son transportados, aumenta la temperatura (Cap. 4). El aumento de la presión y la temperatura transforma la columna de sedimentos en una roca sedimentaria, mientras que la estructura de la materia orgánica se va simplificando por la pérdida de compuestos de oxígeno y nitrógeno, dejando solamente los compuestos de hidrógeno y carbono. La roca sedimentaria, con abundante materia orgánica precursora de grandes volúmenes de hidrocarburos, es conocida como *roca generadora*.

El petróleo y gas producidos invaden los poros de la roca generadora, saturados normalmente con agua. El aumento del volumen de fase líquida adicionada a los poros de la roca, junto con la fuerza de flotabilidad resultante de la diferencia de densidades que existe entre el petróleo, más liviano, y el agua, más densa; hace que la presión del fluido poral aumente rápidamente. Esta presión poral rompe el armazón de la roca generadora, abriendo fracturas a través de las cuales puede escapar el hidrocarburo previamente alojado. Este fenómeno se conoce como *migración primaria*. Durante ésta, los hidrocarburos se movilizan para ocupar los poros de los mantos de rocas sedimentarias que se encuentran por encima de la roca generadora, impulsados fundamentalmente por la fuerza de flotabilidad. Este proceso ocurre de manera continua y provoca el ascenso de los hidrocarburos a través de los poros de la roca sedimentaria hasta llegar a la superficie de la Tierra. El proceso descrito se conoce como *migración secundaria*. Cualquier obstáculo o trampa que se presente en el camino de la migración secundaria producirá una acumulación de hidrocarburos que, eventualmente, podrá dar lugar a un yacimiento de petróleo o gas.

Geología de los hidrocarburos

Las acumulaciones en el subsuelo de hidrocarburos cuya explotación es comercial (genera un beneficio económico) se conocen como yacimientos.

Para poder predecir dónde se pueden encontrar dichas acumulaciones, se debe tener en cuenta el concepto de *sistema petrolero*, que se define como la sucesión de todos los elementos geológicos que, coordinados por varios procesos, dan lugar a una acumulación de hidrocarburos. Los elementos fundamentales del sistema petrolero son:

- *Roca madre*: Es la roca generadora que produjo el volumen de hidrocarburos que se encuentra entrampado en un yacimiento.

- *Roca reservorio*: Es un tipo de roca cuya porosidad es tal que puede albergar volúmenes importantes de hidrocarburos (Fig. 5.1). Al mismo tiempo, esta roca debe tener una buena "permeabilidad". La permeabilidad controlará la eficiencia de la extracción de los hidrocarburos en el reservorio. Por último, es importante remarcar que no existen "lagos de petróleo" en profundidad, sino que el mismo se encuentra diseminado en el espacio poral de la roca reservorio. Luego de la extracción del hidrocarburo, los espacios porales son ocupados por agua o aire.

- *Trampa*: En un comienzo los mantos sedimentarios se depositaron en sentido horizontal. Pero a lo largo del tiempo geológico, los movimientos y cambios violentos que han sacudido a la corteza terrestre pueden hacer variar su geometría, plegándolos y rompiéndolos (Cap. 8) (Fig. 5.1). Dentro de estos mantos deformados pueden existir rocas reservorio que, al poseer una geometría abovedada, hagan que los hidrocarburos queden retenidos en las partes altas sin poder escapar (Fig. 5.1).

- *Roca sello*: Es una unidad litológica cuya porosidad y permeabilidad es tan baja que la presión de flotabilidad de los hidrocarburos no puede producir la invasión de sus espacios porales. De esta manera se inhibe la migración secundaria a través de los mismos. Estos sellos están confinando la trampa y evitan que el hidrocarburo alojado en la trampa pueda escaparse (Fig. 5.1).

- *Soterramiento*: Es el proceso de enterramiento descripto anteriormente que provoca la maduración de la roca generadora y la migración primaria de los hidrocarburos.

- *Relación temporal*: Asegura que todos los elementos del sistema petrolero se ordenen de manera secuencial y adecuada. Por ejemplo, si la expulsión y migración de hidrocarburos es anterior a la formación de la trampa, entonces las posibilidades de que se haya formado una acumulación de hidrocarburos son muy bajas.

El momento crítico en un sistema petrolero tiene lugar durante la expulsión de los hidrocarburos desde la roca madre hacia los mantos sedimentarios.

Es un requisito geológico fundamental que todos los elementos del sistema petrolero existan para este momento.

Exploración de los hidrocarburos

En la industria del petróleo se utiliza el nombre de *exploración* para designar la búsqueda de hidrocarburos. Hasta la fecha, no existen técnicas que permitan detectar en forma directa la presencia de una acumulación comercial de hidrocarburos. Debido a ello, la única manera de poder precisar dichas acumulaciones es a través de la perforación de pozos que, en algunos casos, superan los 6.000 metros de profundidad. En la actualidad se utilizan muchos tipos de estudios que provienen de diferentes disciplinas relacionadas con las Ciencias de la Tierra.

En una primera etapa es importante realizar un relevamiento geológico del terreno a prospectar para poder definir si se encuentran los elementos esenciales del sistema petrolero tales como roca generadora, roca reservorio, etc. Una vez identificados, se utilizan técnicas geológicas para poder establecer el tiempo en el cual se formaron dichos elementos. Para ello se utilizan los estudios de fósiles (Cap. 11) y radiocronología (Nota Preliminar). De esta manera se determina si los elementos del sistema petrolero pudieron haber coexistido o no.

A partir de los mapas topográficos y geológicos es posible inferir, como una primera aproximación, la geometría de las rocas en el subsuelo. Sin embargo, en la mayoría de los casos no existen rocas expuestas en superficie, por lo tanto se utiliza una técnica muy común en la exploración conocida como *sísmica de reflexión*.

La sísmica de reflexión consiste en provocar mediante una fuente de energía (con explosivos enterrados en el suelo, normalmente entre 3 y 20 m de profundidad, o con camiones vibradores, que golpean el terreno provocando la vibración del mismo) un frente de ondas que viaja por el subsuelo reflejándose y transmitiéndose en las distintas capas de rocas sedimentarias y volcánicas. Las ondas reflejadas son captadas en superficie por una serie de aparatos de muy alta sensibilidad al movimiento del suelo llamados *geófonos*, los cuales van unidos entre sí por cables y conectados a una estación receptora. Parte de la energía producida por la explosión o el golpe se pierde en la profundidad, pero otra parte es reflejada regresando a la superficie. Los geófonos la captan y la envían a la estación receptora (sismógrafo), en donde mediante equipos especiales de cómputo, se dibuja la geometría del interior de la Tierra. El

procesamiento de estas señales permite determinar la posición de las distintas capas y su profundidad, describiendo la ubicación de los pliegues, fracturas y otros tipos de geometría de trampas, favorables para la acumulación de los hidrocarburos.

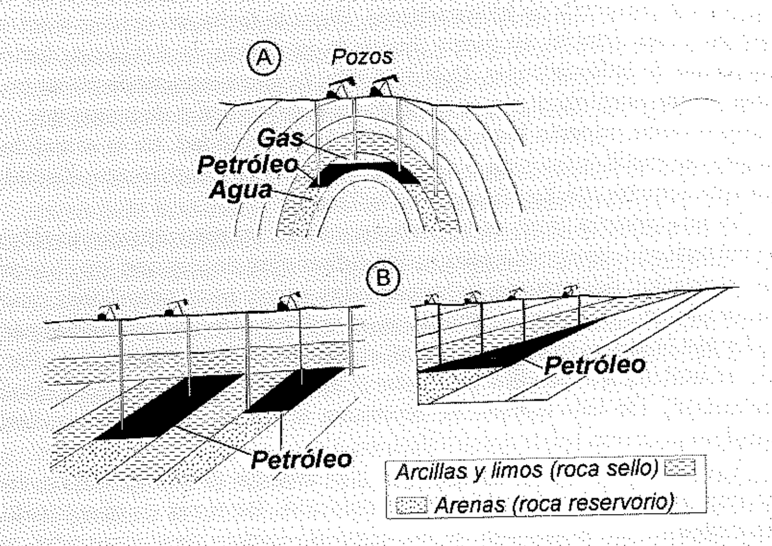


Figura 5.1: Distintos tipos de trampas de hidrocarburos. A. Trampa ligada a un pliegue. B. Trampa ligada a acuñamiento de capas permeables.

6. Los recursos naturales III: Los yacimientos minerales

La corteza superior de la Tierra está compuesta por una decena de elementos entre los cuales el oxígeno, el silicio, el aluminio, el hierro, el magnesio, el calcio, el potasio y el sodio son los más importantes. Los elementos metálicos y muchos otros de uso industrial se hallan en muy bajas concentraciones. Sin embargo, algunos procesos geológicos son capaces de generar acumulaciones anómalas de elementos o minerales poco abundantes que se denominan yacimientos minerales.

A excepción de algunos concentrados, en los que el metamorfismo o la sedimentación cumplen un papel importante (Cap. 3), la mayoría de los yacimientos son consecuencia de procesos vinculados a la actividad ígnea. Esta multiplicidad de procesos permite clasificar a los yacimientos en función de su génesis: existen yacimientos de origen magmático, yacimientos relacionados con la precipitación de sales a partir de fluidos, yacimientos relacionados con procesos de metamorfismo, etc.

Como la mayoría de los procesos mineralizadores se desarrollan en zonas tectónicamente activas, los yacimientos minerales se encuentran principalmente en los márgenes de las placas (Cap. 1). Por esta razón la búsqueda de manifestaciones minerales está estrechamente ligada a la búsqueda de zonas de subducción y/o colisión presentes o pasadas. Al mismo tiempo, la distribución espacial de los yacimientos minerales está condicionada por la compleja evolución del planeta. Durante la historia geológica de la Tierra la temperatura, las condiciones atmosféricas y la composición de la corteza variaron y en consecuencia los yacimientos que son susceptibles a estas variables muestran una distribución particular en el tiempo. Por ejemplo, las concentraciones de hierro bandeado se formaron hace más de 570 millones de años mientras que las manifestaciones más importantes de manganeso sedimentario corresponden a los últimos 60 millones de años.

Clasificación de los yacimientos minerales

Los yacimientos minerales se dividen en dos grandes grupos en función de los elementos químicos que los componen. Por un lado, los yacimientos metálicos son aquellos de los cuales se extraen elementos del grupo de los metales, principalmente oro, plata, hierro, platino, cobre, plomo, zinc, estaño y níquel. Estos elementos suelen encontrarse en estado nativo (es decir, en minerales cuya composición química posee sólo un elemento) o formando minerales de la clase de los sulfuros, sulfosales u óxidos. La otra categoría corresponde a los yacimientos no metálicos, que son utilizados por la industria para la generación de combustibles (carbón), rocas de ornamentación (mármoles), cerámicas (feldespatos, arcillas y cuarzo), para la construcción (yeso, arena o calizas), para abrasivos (granate, diamantes), etc.

La presencia de una concentración anómala de determinado elemento o compuesto que forma un mineral, en un área restringida de la corteza, depende de qué procesos geológicos hayan sido dominantes en la zona. A lo largo de la evolución de la Tierra, estos procesos, tanto interiores como superficiales, se desarrollaron con distinta intensidad. Por ejemplo, la actividad ígnea está asociada a zonas y períodos en los cuales imperó el alzamiento de cordilleras, hubo alta generación de corteza oceánica, las placas se desplazaban con gran velocidad y abundaron puntos calientes. Por esta razón, la búsqueda de manifestaciones metálicas está estrechamente ligada a la búsqueda de cordilleras (Cap. 8), antiguos puntos calientes, océanos primitivos, etc. (Fig. 6.1).

Procesos que se producen sobre la superficie del planeta

La acumulación de sedimentos y la alteración física de rocas preexistentes sobre la superficie terrestre son dos mecanismos capaces de generar concentraciones minerales. El elevado peso específico de los fragmentos de rocas en las cuales predominan metales, provoca que éstos se depositen en áreas selectivas cuando son transportados por los ríos. Al ser los elementos metálicos escasos en la corteza terrestre, sólo ciertos ríos y sectores costaneros contendrán este tipo de manifestaciones minerales. Contrariamente, los procesos sedimentarios son importantes formadores de yacimientos no metalíferos. En algunos márgenes continentales la degradación de las rocas por efecto del oleaje genera enormes concentraciones de un mineral (cuarzo) que es utilizado, entre otras cosas, para la fabricación de vidrios.

La evaporación de aguas salobres en lagunas es uno de los mecanismos más importantes de concentración de ciertos minerales, generando depósitos de yeso, halita (sal de mesa) y otros minerales que se hallan disueltos en el agua. Sobre las plataformas marinas, la precipitación química de sales adquiere especial importancia, debido a la formación de acumulaciones de carbonatos que son la principal fuente de cal para la construcción. Puesto que el agua de mar no contiene disueltos metales en forma natural, la concentración de estos elementos en los fondos marinos depende exclusivamente del aporte del volcanismo ubicado en las dorsales centro-oceánicas (Cap. 1). La actividad de organismos también provoca la precipitación química de minerales sin necesidad de evaporación de las aguas. De esta forma, hace más de 600 Ma se generaron las mayores concentraciones de hierro de la Tierra en tiempos en los que existían cantidades anómalas de este elemento en los sedimentos del fondo marino.

Otro tipo de concentración mineral se genera cuando ciertos minerales que componen una roca son disueltos por efecto de aguas de lluvias y de esta manera son removidos dejando un residuo insoluble. Estos concentrados residuales (que suelen tener valor económico) se generan típicamente en condiciones climáticas cálidas y húmedas que facilitan la alteración química de las rocas, siendo un ejemplo de ello los yacimientos de aluminio (bauxitas). Otro ejemplo de acumulaciones similares son las concentraciones de hierro generadas por la alteración química, también en climas tropicales, de ciertas rocas volcánicas. Manifestaciones de este tipo se encuentran en la provincia de Misiones a partir de la alteración de rocas volcánicas relacionadas con la separación de América de Sur y África hace unos 130 Ma (Cap. 10).

Procesos que ocurren en el interior de la Tierra

El metamorfismo es el proceso menos importante en la generación de concentrados minerales, ya que al no intervenir materiales fundidos no hay migraciones importantes de elementos. No obstante, este proceso forma manifestaciones no metalíferas de las cuales se extraen minerales como el grafito, el asbesto y el talco.

Otra categoría importante de concentraciones minerales se asocia a la cristalización de rocas ígneas (Cap. 3). Se ha visto que existen dos fuentes distintas capaces de generar magmas: la fusión del manto y de la corteza. Cada tipo de magma posee una composición química particular capaz de generar cierto tipo de concentración mineral. Los elementos que son aportados por magmas

provenientes del manto forman minerales con elevados puntos de fusión que se separan de la masa fundida generando concentrados ricos en óxidos de hierro, cromo, níquel y platino. Por el contrario, los magmas formados por fusión de corteza poseen cantidades elevadas de elementos que fueron extraídos del manto al generarse la corteza durante la formación de la Tierra. La cristalización de este último tipo de magmas puede generar importantes depósitos metálicos de cobre, wolframio, molibdeno, estaño y oro.

En muchos casos, hacia las etapas finales de la cristalización de los magmas que provienen de la fusión de la corteza, se obtiene un fluido residual capaz de generar otro tipo de concentraciones minerales. Estos fluidos poseen alto contenido de silicio, aluminio, sodio y potasio. Al descender la temperatura de un magma y llegar a la etapa final de cristalización, se acumulan gases y líquidos que permiten el transporte altamente efectivo de elementos químicos debido a la existencia de un medio muy fluido. De esta forma los minerales crecen hasta dimensiones que pueden superar al metro de longitud. Estos depósitos de cristales con gran tamaño reciben el nombre de *pegmatitas* y son importantes recursos de minerales no metálicos que se utilizan en la industria de la cerámica, el vidrio o para construir aislantes térmicos. No obstante, la formación de las pegmatitas no es el último proceso mineralizador de un magma, ya que en la cristalización de una roca ígnea no se consume todo el líquido residual. Estos líquidos son expulsados, ascendiendo hacia la superficie y alejándose de la roca que les dio origen. Cuando alcanzan zonas de bajas temperaturas, bajas presiones y elevado contenido de oxígeno se desestabilizan los elementos que se encuentran en ellos disueltos, provocando su precipitación. Estos líquidos y gases se denominan *fluidos hidrotermales* y son los responsables de los yacimientos metalíferos más importantes. Estos fluidos ascienden utilizando fracturas de las rocas, cuyas paredes son alteradas químicamente hasta que finalmente terminan siendo rellenadas por los nuevos minerales. Si bien el relleno es el proceso que genera la principal fuente de elementos, la alteración se extiende cubriendo amplias superficies. Los elementos más importantes que se obtienen de estas manifestaciones son el oro, la plata, el zinc, el cobre y el plomo.

Si bien todos los yacimientos generados a partir de la actividad ígnea se hallan en zonas de límites de placas en donde se producen los mayores volúmenes de magmas en la Tierra, los yacimientos cuyos magmas provienen de fundidos del manto se pueden encontrar también en los interiores de las placas relacionados con puntos calientes (Cap. 1).

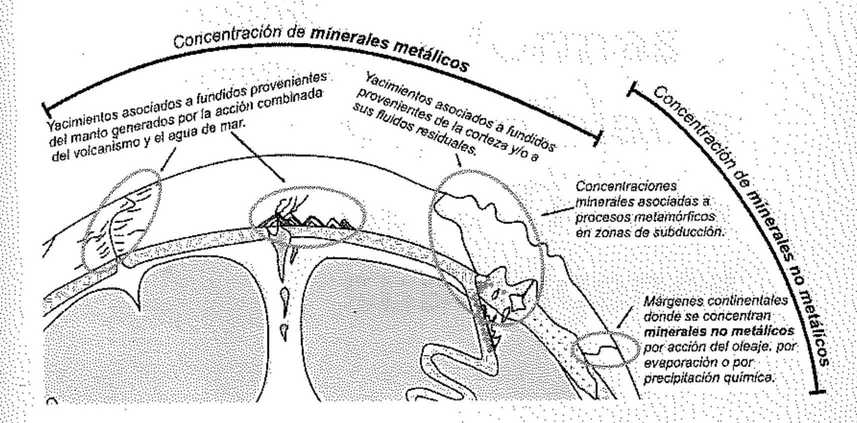


Figura 6.1: Esquema simplificado de la distribución de las principales acumulaciones minerales en los distintos ambientes tectónicos.

Las formas superficiales de la Tierra y sus orígenes

7. Las formas terrestres

La Tierra no se caracteriza por la regularidad de su relieve. Observando tramos de ella, montañas o valles, instintivamente uno se pregunta cómo se generaron. Los geomorfólogos se dedican a la descripción y el entendimiento de los paisajes terrestres y de los procesos que les han dado origen. En la evolución de los paisajes hay una secuencia de las formas, que hace posible el reconocimiento de sucesivos "estados" de desarrollo: juventud, madurez y senectud.

Los procesos geomórficos son aquellos cambios físicos y químicos que modifican la superficie terrestre. Un agente geomorfológico es cualquier medio natural capaz de incorporar y transportar material rocoso. Las aguas superficiales y subterráneas, los glaciares, el viento y las olas, mareas y corrientes, son los principales.

El desequilibrio inicial

Las rocas expuestas en la superficie terrestre se han formado bajo condiciones de presión y temperatura diferentes a las ambientales (superficiales), por lo cual sus minerales no están en equilibrio y las rocas que los contienen tienden a descomponerse. Este proceso, conocido como *meteorización,* altera o fragmenta las rocas, a partir de lo cual el material resultante será distribuido, mediante la acción de distintos agentes como los ríos, los vientos y los glaciares, a través de la superficie terrestre. Las propiedades mecánicas de las rocas tales como su dureza y porosidad, la tendencia o no a desarrollar fracturas y las condiciones climáticas de la región en la que se encuentran (sean éstas de extrema aridez o de exceso de humedad), definen en gran medida el grado de meteorización.

Los procesos de meteorización han sido divididos en *físicos* (cuando llevan a la desintegración de las rocas) y *químicos* (los que producen la transformación de los minerales que componen las rocas). Un importante proceso físico de meteorización es la *expansión diferencial,* cuyo efecto más común es el *lajamiento,* que se manifiesta a través de la separación

en capas paralelas a la superficie de una roca. Este proceso es consecuencia de la disminución de presión que ocurre al exponerse una roca en la superficie luego de haberse generado a grandes profundidades. Otro proceso de meteorización física está constituido por la *expansión y contracción térmica*, tal como se observa en los desiertos, en donde una roca de tonos oscuros puede calentarse a través de la insolación solar diaria desde 0°C a 50°C y enfriarse en un valor similar durante cada noche, provocando su ruptura. Otro proceso físico corresponde al *desarrollo de cristales en grietas y poros*, dado que la invasión de estas aberturas por aguas que contienen sales disueltas y la posterior cristalización en ellas de nuevos minerales de mayor volumen es suficiente como para romper las rocas. Este proceso se puede eventualmente complementar con la *ruptura por congelamiento*, dado que el agua al congelarse a 0°C se expande un 9%; a -22°C un 13,5%, etc. En zonas montañosas, las temperaturas durante una parte del año o del día están por debajo de 0°C, por lo que el agua presente se congela. La infiltración previa de ésta en grietas y poros y su posterior congelamiento dentro de ellas, provoca un incremento de su volumen con la consiguiente desintegración de las rocas.

Estos procesos mecánicos pueden estar o no asociados a procesos de meteorización química. Las elevadas condiciones de presión y temperatura, bajo las cuales han cristalizado los minerales de una roca ígnea o metamórfica (Cap. 3), disminuyen al ser éstos expuestos en la superficie terrestre. Por lo cual las rocas fuera de sus campos de estabilidad tienden a alterarse por medio de reacciones químicas superficiales, produciendo nuevos compuestos.

La remoción en masa

Este es un proceso de movilización gravitacional del material rocoso a favor de una pendiente. Puede ser producido mediante dos tipos de movimientos distintos, los *flujos,* dominantemente lentos y con variada participación de agua, y los *deslizamientos*, en general rápidos y secos (Fig. 7.1).

El *reptaje* es un tipo particular de flujo que resulta de la lenta deformación y movimiento no perceptible de las partículas de una pendiente hacia abajo (Fig. 7.1). Está asociado a los fenómenos de congelamiento-descongelamiento, expansión-contracción, etc. Otros flujos alcanzan velocidades mayores, siendo un ejemplo de ellos los *torrentes de barro*. El aporte de agua por intensos chaparrones y la saturación consiguiente del suelo facilitan un estado plástico, que determina su desplazamiento

sobre pendientes de muy bajo declive. Forman extensas lenguas de material rocoso desagregado que se desplazan por el fondo de los valles o sus laterales, arrasando todo a su paso. Se reconocen cuatro tipos de deslizamientos: el *rotacional*, caracterizado por un plano de deslizamiento cóncavo hacia fuera, sobre el cual un bloque rota emplazándose pendiente abajo (Fig. 7.1); el *planar*, cuando el plano no es cóncavo y es paralelo a la pendiente; *las caídas de rocas*, que son producidas por el colapso en una pendiente prácticamente vertical; y las *avalanchas de rocas* que constituyen el tipo de deslizamiento más temible, por las consecuencias catastróficas que suele ocasionar debido a los enormes volúmenes de rocas movilizados que pueden alcanzar más de un millón de km^3 (Fig. 7.1). Estos últimos se desprenden de empinadas y elevadas pendientes en zonas montañosas y alcanzan velocidades mayores a los 200-300 km/h, soliendo sobrepasar grandes obstáculos naturales como las lomas y los ríos, y pudiendo llegar a destruir ciudades, diques, caminos, ferrocarriles, etc.

La acción del viento

El viento es un agente menor del modelado del relieve terrestre, pues su actividad suele ser limitada por diversos factores (vegetación, humedad). Sin embargo, en áreas libres de vegetación puede alcanzar efectos significativos. El mayor número de sus formas se encuentra principalmente en los desiertos y, en menor medida, en sectores costeros y cercanos a los glaciares (Fig. 7.2).

Sus formas más sobresalientes son las *dunas*, compuestas por la acumulación de fragmentos de rocas transportados y depositados por los vientos, los que en su mayor parte son arenas. Sus tamaños varían notablemente, desde metros a kilómetros de largo y hasta 80 metros de alto (Fig. 7.2).

La *deflación* es la remoción de partículas por parte del viento, la cual puede generar grandes bajos que se ubican cientos de metros por debajo del nivel del mar. La *abrasión* es la resultante del bombardeo de las partículas movilizadas por el viento contra las rocas, que provoca el desgaste de las mismas.

El proceso glaciario

Un *glaciar* es una masa de hielo compuesta por nieve recristalizada a partir de su compactación y agua de fusión recongelada, que muestra evidencias de flujo o deformación. Actualmente los glaciares comprenden sólo el 10% de la superficie terrestre, con principal desarrollo en la Antártida y Groenlandia, pero en el período glaciario que comenzó hace unos 2 Ma, los hielos llegaron a cubrir el 30% del planeta con miles de metros de espesor (Cap. 9).

Los glaciares pueden ser clasificados de acuerdo a su relación con el relieve. Aquellos sin control por parte del relieve corresponden a los *mantos* y *casquetes glaciarios* (Antártida, Groenlandia), de grandes magnitudes. Entre los controlados por el relieve, normalmente situados en las montañas y ocupando valles formados previamente por los ríos, aparecen los *glaciares de valle* (Fig. 7.2). Algunos glaciares de este tipo tienen enormes longitudes, como el de Hubbert (Alaska) de 112 km de largo.

Durante los últimos 2 Ma los hielos soportaron varios ciclos de expansiones y retracciones, vinculados a oscilaciones climáticas (Cap. 9). El hallazgo de grandes bloques movilizados durante esos distintos períodos fuera de los límites del actual englazamiento, ha permitido establecer la extensión de antiguas glaciaciones.

El relieve generado por los glaciares

El hielo, por su baja dureza, no podría desgastar la mayoría de las rocas. Sin embargo, se observa un desgaste de las rocas en sitios sobre los cuales se movilizaron antiguos glaciares, lo cual se debe a la existencia de una "suela" por debajo del glaciar compuesta por arenas, rodados y bloques. Su accionar durante el movimiento del glaciar es similar al de una lija sobre una madera. El roce de las partículas en la superficie rocosa deja una serie de formas menores, como muescas longitudinales, conocidas como *estrías o surcos*.

Otras formas glaciarias son de gran escala. En un terreno en donde existieron o existen glaciares controlados por el relieve, propios de áreas montañosas, se observan paisajes ásperos, abruptos, de cumbres de formas aserradas y estrechas (Fig. 7.2). Por el contrario, los mantos glaciares tienden a desarrollar formas suaves, sin mayor acentuación del relieve. El paisaje de los primeros se destaca por los valles glaciarios. A diferencia de los ríos que crean sus propios valles, los glaciares controlados por el relieve aprovechan los preexistentes, ensanchándolos y profundizándolos. El perfil longitudinal de un valle glaciario muestra marcados resaltos o irregularidades, conformando la llamada *escalera glaciaria*. En la base de cada resalto suele hallarse una depresión producida por el glaciar, la que suele alojar un lago. Una sucesión de estos lagos origina los llamados *lagos en rosario*.

La intensidad del desgaste depende, entre otros factores, del espesor y velocidad del glaciar. En las cabeceras de un glaciar se halla una forma muy característica, afín a un anfiteatro, que se denomina *circo glaciario*. La coalescencia de tres circos adyacentes por progresivo retroceso de sus paredes posteriores, puede llegar a generar un *horn* (o monte-cuerno), de forma piramidal. En los mantos o casquetes las formas dominantes son las rocas *aborregadas*, que resultan de irregularidades rocosas previas pulidas por el hielo.

Existen en la Tierra depósitos actuales y antiguos de los glaciares. El material rocoso transportado y acumulado por un glaciar se caracteriza por la gran variedad de tamaño de los fragmentos y la falta de ordenamiento de sus componentes. Las acumulaciones de este material reciben el nombre de *morenas*, distinguiéndose tres tipos principales de acuerdo a su distribución respecto del glaciar. Aquellos depósitos paralelos a sus márgenes son llamados *morenas laterales*, en tanto que los de disposición transversal y que señalan diferentes posiciones a las que llegó el glaciar se denominan *frontales* o *terminales* (Fig. 7.2). La acumulación de material rocoso en la base del glaciar origina las llamadas *morenas de fondo*, las cuales son expuestas al derretirse el hielo dejando planicies suavemente onduladas.

Otras formas están relacionadas con la acumulación de material a partir del agua producida por la fusión del hielo. Entre las principales se encuentran los *eskers*, que poseen forma de un terraplén alargado y sinuoso, cuyo origen se asocia a la presencia de túneles dentro de un glaciar que son rellenados por arena y fragmentos de rocas mayores (Fig. 7.2).

Las costas

En la evolución de las regiones costaneras, la energía que modela el paisaje está aportada por la acción de las *olas* (debidas al viento), las *corrientes marinas* y las *mareas*.

Las olas se generan mar adentro por efecto del viento y a medida que se trasladan hacia aguas menos profundas, decrece su velocidad y longitud,

aumentando su altura y empinándose hasta generar las "rompientes". Las olas en los rompientes ejercen grandes presiones que, sumadas al efecto de su impacto, desintegran las rocas arrojando los fragmentos en la costa.

Las corrientes marinas se diferencian de las olas por ser movimientos continuos y progresivos del agua. Si bien los vientos son responsables, directos o indirectos, de las principales corrientes oceánicas, éstas también sufren modificaciones por la acción de la rotación terrestre y la configuración de los continentes.

Los *acantilados* constituyen pendientes empinadas (hasta verticales) y elevadas en sectores de una costa (Fig. 7.3). Su presencia en lugares de gran profundidad suele relacionarse con frentes de flujos de lava o con valles glaciarios inundados por el mar. En aguas poco profundas se deben a la acción del oleaje contra la base de un terreno costero. A medida que progresa el desgaste por parte de las olas se genera una muesca basal, que facilita la caída de bloques al mar. Al continuar este proceso los acantilados retroceden, desarrollándose a lo largo de la costa y en posición inferior una superficie regular que se denomina *planicie de abrasión marina*, la cual normalmente queda cubierta durante la marea alta. También el oleaje forma *cavernas* o *cuevas marinas* excavadas en rocas de escasa resistencia.

Las *playas* constituyen la acumulación costanera más significativa, que se compone de arena y rodados (Fig. 7.3). Otras acumulaciones costaneras son las *flechas*, que son acumulaciones alargadas de arena que se proyectan desde una bahía hacia el mar y que a menudo se curvan formando un *gancho*. Las *islas barrera* son terraplenes de arena dispuestos paralelamente a la costa. Los *deltas* son acumulaciones de sedimentos que se extienden a partir de las costas en lugares donde los ríos entran en el océano aportando sedimentos más rápidamente que la velocidad con la cual son removidos por las olas, mareas y corrientes (Fig. 7.3).

El paisaje formado por los ríos

El desgaste producido por los ríos y los depósitos que éstos generan han determinado la mayoría de los paisajes que se observan en la superficie terrestre. Los ríos generan los canales por los que fluyen, transportando los sedimentos inicialmente producidos por la meteorización y la remoción en masa.

Se acepta que hay un límite por debajo del cual el río no puede profundizar más su cauce. Se denomina *nivel de base* y está determinado por el nivel del mar (Fig. 7.3). Hay otros niveles de base considerados locales

o temporarios, representados por lagos u otros cauces en los cuales los ríos vuelcan sus aguas.

Un valle producido por un río atravesará los estados juvenil, maduro y senil desde el tiempo de su formación, disminuyendo paulatinamente en altitud las divisorias entre sucesivos valles, hasta finalmente generarse una planicie. Si existe un cambio abrupto en el nivel de base en el cual se desagotan las aguas, el río cavará en el paisaje hasta alcanzar su vieja forma produciéndose el *rejuvenecimiento* del paisaje, pasándose de un estado maduro a uno juvenil.

Las *terrazas* son plataformas o escalones que, dispuestos a diferentes niveles, son hallados en los laterales de los valles, representando posiciones anteriores del piso de éstos. La interrupción de un ciclo fluvial por levantamiento de los sectores montañosos, a través de los cuales corre un río, o por descenso del nivel del mar o de un lago, en el cual el río vuelca sus aguas, se expresa en el paisaje por medio de terrazas.

Al perder un río velocidad al alcanzar zonas progresivamente más llanas se produce la depositación de los sedimentos que éste transporta. De esta manera, se forman depósitos de material llamados *barras*, cuando se forman internamente en el canal, o *albardones*, cuando son paralelos al cauce. Es común también que en ríos sinuosos que cambian activamente de posición, se abandonen tramos del canal abriendo nuevos cauces. Estos tramos abandonados de antiguas rutas se denominan *meandros abandonados* y constituyen lagunas aisladas en forma de media luna, forma derivada de la antigua curvatura del canal. Adicionalmente, durante las inundaciones se superan las márgenes de los canales y se inundan las planicies adyacentes formándose pantanos. Otras formas son los *abanicos aluviales*, que se hallan donde un río abandona el área montañosa. De esta manera el canal cambia de forma pasando de estrecho y profundo a ancho y de escasa profundidad, lo que produce la disminución de la velocidad de sus aguas y la consecuente depositación de fragmentos de rocas y arenas (Fig. 7.3).



Figura 7.1: Ejemplos de fenómenos de remoción en masa.

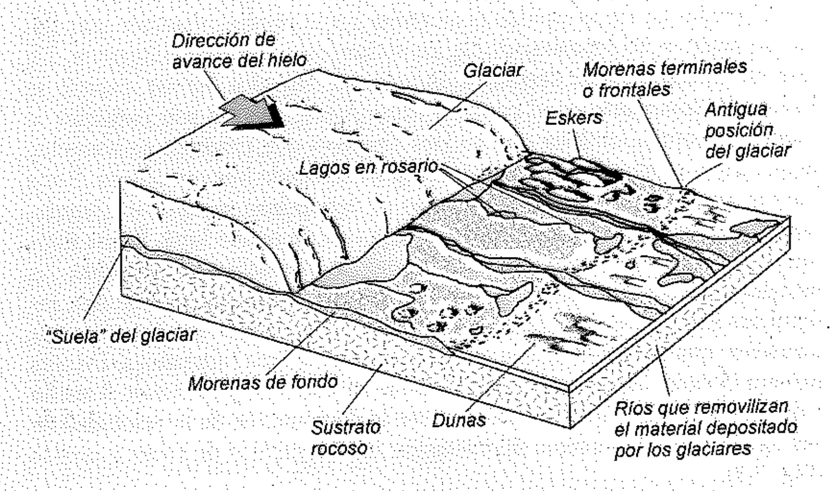


Figura 7.2: Depósitos generados a partir de avance y posterior retroceso de un glaciar. Nótese que los ríos y los vientos pueden estar asociados a estos ambientes removilizando el material depositado inicialmente por los hielos.

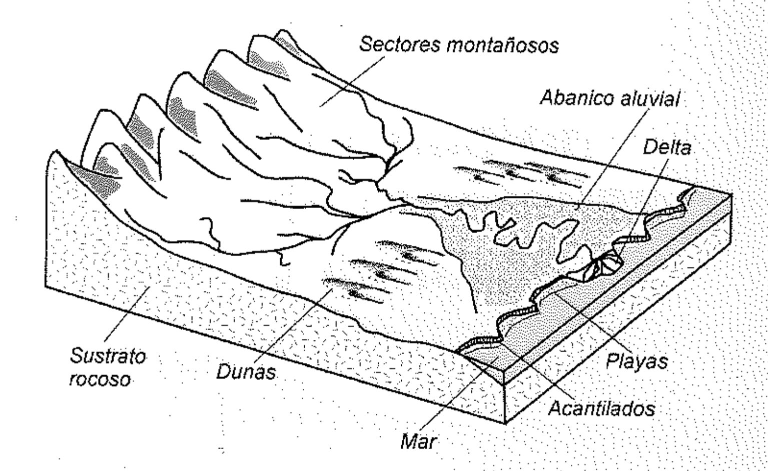


Figura 7.3: Depósitos formados por ríos que abandonan una zona montañosa y desagotan sus aguas en el mar o en un lago. Nótese también que el viento redistribuye parte del material que inicialmente fue transportado por los ríos y que las corrientes marinas, la marea y el oleaje lo redistribuyen formando playas. Estos últimos también pueden avanzar sobre la costa formando acantilados.

Formación de montañas y llanuras

8. La formación de montañas y los Andes

Tengo hambre de no ser
sino piedra marina, estatua, lava,
terca torre de monumento
donde se estrellan olas ya desaparecidas,
mares que fallecieron, con cántico y viajero.

Pablo Neruda

El hombre, desde los albores de la humanidad, trató de entender el origen de las montañas. Primero describiendo sus rasgos anómalos, como restos de antiguos fondos marinos emplazados en las cimas de las mismas, y posteriormente tratando de entender la intensa deformación que presentaban sus rocas, en especial las sedimentarias. Sin embargo necesitamos llegar a la era moderna para comenzar a comprender realmente los procesos que llevaron a su formación. Los procesos que actúan en la formación de una montaña fueron por primera vez explicados integralmente con la aparición de la tectónica de placas. Como resultado de esta teoría se pudo comprobar que las áreas en las cuales se concentra la deformación de la corteza terrestre estaban relacionadas con los márgenes de los continentes y que éstos (durante su fragmentación, desplazamientos y colisiones) formaban las depresiones, que con el transcurso del tiempo originarían las cadenas montañosas.

Es por ello que para entender la formación de una montaña debemos comprender primero el ciclo de Wilson, así llamado en homenaje a Tuzo Wilson, el geólogo canadiense que postuló inicialmente la teoría de la tectónica de placas.

Cuando un continente o un sector de fondo oceánico, a los cuales denominaremos "placa", se fragmenta y se rompe para originar nuevas placas, se forman los sistemas de rift (grandes grietas) que en caso de seguir expandiéndose darán lugar a grandes océanos. Los márgenes de este nuevo océano constituyen el límite entre la corteza continental y la oceánica dentro de una misma placa, la que posteriormente podrá sumergirse bajo la primera, generándose así terremotos que llevarán al levantamiento inicial de las montañas. Este fue el caso de los Andes.

Las montañas resultantes serán el producto de un delicado balance entre las fuerzas que originan el levantamiento y la erosión que tiende a desgastarlas. Las cadenas activas serán las más elevadas, mientras que aquéllas donde los procesos de levantamiento se han interrumpido serán montañas inactivas, las que a través del paso del tiempo serán arrasadas por la erosión. Las montañas actuales que observamos en los distintos continentes presentan diferentes grados de evolución. Las hay activas (como los Andes y los Himalayas) y fósiles, como las de Tandilia y Ventania en la provincia de Buenos Aires, en avanzado proceso de arrasamiento.

El origen de las montañas

Los filósofos griegos como Empédocles (492-432 a.C.) al observar en las montañas restos de organismos marinos y ver restos de ciudades cubiertas por el mar, supusieron que extraños procesos producían la emersión de los fondos marinos para la formación de las montañas o su hundimiento posterior. Recién en el Renacimiento, Nicholás Steno (1638-1686) aportó dos elementos importantes para este enigma. El primero es que ciertas formas de piedra, conocidas en las montañas de los alrededores de Florencia en Italia, no eran caprichos de la naturaleza (*luxus naturae*), sino restos de antiguos organismos que vivieron en los fondos marinos. El segundo es que las capas de sedimentos que originalmente se depositaban en los lechos de ríos, lagos y mares en forma horizontal, en las montañas estaban replegadas y fragmentadas. Si se quería saber su disposición original había que "plancharlas" para adquirir su posición horizontal. De esta forma verificó que en las montañas estas capas estaban contraídas abarcando una extensión menor que la original. Las montañas habían sido explicadas por Sir Francis Bacon, sacerdote jesuita británico, en su famosa obra *Novum Organum,* publicada en 1620, como arrugas producidas por el enfriamiento de la Tierra, en forma similar a una manzana asada, que durante el enfriamiento genera contracción y arrugas. La verificación de Steno de esa contracción y la fácil explicación de Bacon perduraron durante siglos hasta las postrimerías del siglo XIX, como una causa sencilla para explicar el origen de las montañas.

La explicación actual de su origen la podemos encontrar en la tectónica de placas (Cap. 1), la que demostró que todas las cadenas montañosas están o han estado en los márgenes de una placa. Para comprender estos procesos debemos primero tener claros algunos conceptos.

Estructuras de la corteza terrestre y deformación

Si bien es cierto que en las montañas predominan las estructuras de contracción, tal como lo había demostrado Steno, también hay evidencias de estiramientos, que se infieren a partir de las estructuras resultantes. Es por ello que analizaremos los dos grandes tipos de estructuras que dominan la deformación de las rocas en la corteza terrestre.

Las estructuras extensionales

Los puntos calientes que se asocian a zonas anómalas de ascenso del manto hacia la superficie (Cap. 1) producen una fragmentación superficial de la corteza. Esta ruptura se evidencia por la formación de discontinuidades de las capas que conocemos con el nombre de *fallas*. Éstas pueden ser directas, cuando la longitud de los estratos después de la deformación es mayor que la inicial (Fig. 8.1).

Las fallas directas se producen por estiramiento de las capas, a través de fallas de ángulos altos con respecto a la horizontal, que indican que se ha producido extensión para su formación.

Las estructuras compresivas

Cuando un grupo de capas horizontales es sometido a compresión la l_i (longitud inicial) es mayor que la l_f (longitud final) y esto se resuelve mediante una contracción que apila las capas a través de una falla, la que es conocida como falla inversa o *corrimiento* (Fig. 8.1).

Las capas se romperán para originar una falla inversa, o si son lo suficientemente plásticas se contraerán produciendo un pliegue o conjunto de pliegues. En estos pliegues reconoceremos anticlinales y sinclinales, dependiendo de si la curvatura es convexa hacia arriba o hacia abajo (Fig. 8.1).

Dado que la temperatura y la presión son dos variables que controlan la plasticidad de una roca y que éstas aumentan con la profundidad, podemos inferir que los pliegues serán dominantes en profundidad. Así, una roca sedimentaria será más plástica que una metamórfica o dentro de un conjunto de rocas sedimentarias podremos tener diferentes comportamientos.

Los sistemas de *rift*

En el *rift* del África oriental, puede observarse que la corteza se extiende, haciéndolo a través de fallas directas (Fig. 8.2). Este proceso genera un sistema de grietas que, si continúa a través del tiempo, puede provocar que la placa en cuestión, que actualmente contiene al continente africano, se divida en dos nuevas placas. Esta división se hace a través de la formación de una dorsal centro-oceánica, la que generará corteza oceánica a ambos lados separándose así los dos márgenes fracturados.

Dado que los sistemas de *rift* pueden generar nuevos márgenes continentales (y que las montañas se concentran en estos márgenes) es común la presencia de relictos de antiguos sistemas de *rift* formando actualmente parte de las cadenas montañosas. Éstos se detectan por la presencia de fallas directas o normales antiguas, que permiten reconstruir el sistema inicial de fracturación extensional.

Los márgenes pasivos

A medida que se va generando corteza oceánica entre dos márgenes de un sistema de *rift*, el volcanismo continental asociado a las fallas directas se interrumpe y se concentra casi exclusivamente en la dorsal centro-oceánica. Este hecho provoca que el margen continental se enfríe y se hunda lentamente, permitiendo el desarrollo de una extensa plataforma continental (Fig. 8.2). Esta plataforma, que oscila entre el nivel del mar en la costa y los 200 m de profundidad, se conoce como un *margen continental pasivo*. Se llama así debido a que ya no existe ni un fallamiento activo ni volcanismo asociado. Estos márgenes son muy importantes por las formas de vida que se desarrollan sobre las plataformas y los recursos de hidrocarburos que se pueden generar allí (Cap. 5).

Los márgenes continentales pueden tener diferentes desarrollos dependiendo de la cantidad y concentración de las fallas y el volcanismo asociado durante la etapa de *rift*. La plataforma argentina en el Atlántico Sur es una de las de más extenso desarrollo y el mar epicontinental argentino puede cubrir importantes recursos energéticos en su subsuelo.

Los márgenes activos

Los márgenes pasivos en una etapa madura de su desarrollo pueden iniciar una zona de subducción y convertirse en un *margen activo*, cuando la corteza oceánica comienza a hundirse por debajo del margen continental. Este proceso está asociado a importantes terremotos y a un volcanismo intenso que lo convierten en un margen activo.

Los márgenes activos se originan por la colisión y posterior hundimiento de la corteza oceánica por debajo de la continental. La geometría de esta subducción se reconoce a través de la concentración de terremotos en la zona de interacción entre las dos placas (Cap. 1).

La subducción y las fajas plegadas y corridas

Otro efecto notable de la subducción es que puede originar condiciones compresivas en el margen activo. La compresión trae aparejada la acumulación de tensión en las rocas, que es liberada por los terremotos de intraplaca, los que fallan la corteza terrestre mediante corrimientos o fallas inversas. Como hemos visto, las fallas inversas producen apilamiento y contracción de la corteza. Si este proceso continúa a lo largo de varios millones de años originará fajas plegadas y corridas a ambos lados de la cadena volcánica. Éstas constituyen fajas de varios miles de kilómetros de largo, paralelas al margen continental y de varios miles de metros de altura, que conocemos como cadenas montañosas.

La altura de estas cordilleras dependerá del delicado equilibrio entre la velocidad de acortamiento y su consecuente levantamiento por apilamiento y las tasas de erosión en una región determinada. En regiones desérticas, donde la erosión es mínima, se mantendrán más fácilmente las alturas producidas por la faja plegada y corrida, mientras que a igualdad de parámetros de levantamiento, las regiones más húmedas y pluviosas tendrán un menor relieve relativo.

Este proceso de apilamiento y contracción que se observa en los márgenes activos asociados a subducción de corteza oceánica muestra cómo se forman las cadenas montañosas en los bordes de placa. Dependiendo del desarrollo de las áreas en las cuales se acumularon los sedimentos en el borde continental, la extensión del margen pasivo y la plataforma sedimentaria asociada, estas cadenas montañosas podrán tener diversas geometrías y diferentes tipos de rocas involucrados en la deformación. Capas sedimentarias depositadas en los fondos de los mares serán deformadas

y traídas a la superficie por fallas inversas, siendo frecuente por lo tanto en estas montañas la presencia de fósiles marinos, lo cual ha sorprendido a los filósofos griegos y otros observadores desde hace siglos.

Las montañas tipo andino

La asociación de montañas y cadenas volcánicas a lo largo de un margen activo se conoce como *montaña de tipo andino*. Como hemos visto, estas montañas se forman por la interacción de la corteza oceánica subducida y un margen continental. Su característica dominante es la presencia de gran cantidad de rocas volcánicas, cuyo emplazamiento forma de por sí alturas considerables, a través del alineamiento de volcanes de varios miles de metros de espesor. La altura de estos volcanes puede llegar casi hasta 7 km de elevación. Los derrames volcánicos cubren rocas deformadas por plegamiento y fallas inversas que constituyen las fajas plegadas y corridas. Este apilamiento de rocas y la contracción de la corteza originan un levantamiento activo de la cadena montañosa que continúa mientras exista una importante velocidad de convergencia entre la corteza oceánica subducida y la corteza continental.

Si la subducción se interrumpe, como ha pasado en numerosas oportunidades en diversos márgenes activos, la cadena montañosa deja de ascender y queda supeditada su existencia a la intensidad de la erosión. Tarde o temprano esta cadena montañosa será erosionada, pudiendo llegar hasta casi desaparecer, salvo que la subducción se reanude y vuelva a establecerse la contracción.

Las montañas de colisión

Cuando la corteza oceánica que se subduce está adosada a corteza continental formando una misma placa, el consumo de esta primera puede producir que las dos masas continentales, tarde o temprano, se pongan en contacto. Cuando esto ocurre, y dada la mayor flotabilidad de la corteza continental con respecto a la oceánica, debido a su menor densidad, se interrumpe la subducción y se produce la colisión entre los dos continentes. Esta colisión origina una importante deformación en ambos márgenes continentales (el activo y el pasivo), siendo tanto las rocas de uno y otro plegadas y falladas originándose extensas fajas plegadas y corridas. Las cadenas montañosas más importantes de la Tierra, entre las que están los

Himalayas, se han formado por este tipo de proceso. La colisión de la placa que contenía al continente de la India en contra de Asia originó una de las colisiones más importantes de la actualidad, con montañas que alcanzan casi los 9 km de altura, como el monte Everest (la montaña más alta del mundo), con 8.800 m sobre el nivel del mar (Fig. 8.3). Estos procesos de apilamiento traen a la superficie rocas que fueron generadas entre 15 y 20 km de profundidad, exponiendo así rocas metamórficas con una fuerte deformación plástica, que nos permiten observar la composición de la parte inferior a media de la corteza continental. Entre ambos continentes es común que queden apresados restos de corteza oceánica que nos permiten conocer los límites de cada continente en forma previa a la colisión.

Los continentes actuales están atravesados por cadenas montañosas antiguas que denotan colisiones entre masas continentales, cuya altura actual es el resultado de millones de años de erosión sin levantamiento activo. Podemos inferir la altura alcanzada por estas cadenas montañosas al examinar las rocas aflorantes. El predominio de rocas que han sufrido metamorfismo en grado extremo, junto a rocas plutónicas, indica varios kilómetros de corteza erosionada desde el tiempo de su formación.

El ciclo de Wilson

Este es un ciclo de apertura y cierre de océanos que explica las etapas que llevan a la generación de un continente y, por ende, a la formación de montañas. Fue así denominado en homenaje a Tuzo Wilson, geólogo canadiense, quien en 1964 propuso la teoría de la tectónica de placas. Wilson lo concibió como un proceso que llevaba a la destrucción y cierre de los océanos y a su posterior apertura. Tomó por ejemplo la cadena de los Apalaches, en América del Norte, la que contenía una zona a través de la cual un océano se había cerrado, constituida por relictos de rocas de corteza oceánica. Este océano se habría formado durante el inicio de la era paleozoica y se habría cerrado a fines de esta era. Numerosas evidencias geofísicas han confirmado posteriormente esta hipótesis, llevando a una mejor comprensión de lo que actualmente se conoce como ciclo de Wilson.

Este ciclo se inicia con el desarrollo de un sistema de *rift*, que perdurando en el tiempo y con un adecuado suministro de calor, conlleva a la ruptura de la corteza continental generando dos nuevas placas independientes separadas por una dorsal centro-oceánica. A veces el calor generado no alcanza a romper la placa y el *rift* se desactiva quedando como una estructura fosilizada.

Si el suministro de calor continúa este *rift* se convierte en un océano naciente, que con el correr del tiempo desarrolla dos márgenes pasivos contrapuestos. Como la Tierra no puede generar corteza oceánica en forma ininterrumpida, si en algún sector de la misma esta corteza no es consumida por una zona de subducción, el proceso no puede continuar, dada la superficie constante de la Tierra. Esto conduce a que alguno o los dos márgenes pasivos se conviertan en activo a través de una zona de subducción. Cuando ésta se produce (y dependiendo de las velocidades de generación y consumo de corteza oceánica) se puede llegar a consumir la corteza oceánica, desapareciendo el océano mediante la colisión de los dos márgenes continentales. Esta colisión formará una cadena montañosa colisional, lo que interrumpirá el proceso de subducción, luego de lo cual comenzará lentamente a ser erosionada (Fig. 8.4).

Esta historia continua de formación de *rifts*, desarrollo de márgenes continentales, colisiones y erosión de montañas colisionales, da origen a los continentes que observamos hoy día. En todos ellos hay relictos de antiguos ciclos de Wilson, evidenciados por restos de corteza oceánica atrapada dentro de antiguas zonas de colisión.

La Cordillera de los Andes

Los Andes son una de las cadenas montañosas más importantes de la Tierra, con más de 8.000 kilómetros de extensión. Su origen está vinculado a la ruptura del continente de Gondwana, a fines del Mesozoico, que produjo la apertura del océano Atlántico sur. Esta ruptura, que separó África de América del Sur a través de la formación de un nuevo océano, inició un importante período de subducción en el margen oeste del continente con la formación de una cadena volcánica asociada a fajas plegadas y corridas. Durante más de 140 Ma, en los que se formó esta cadena volcánica y las montañas asociadas, se han producido muchos cambios en las velocidades de convergencia y en la naturaleza de las rocas oceánicas subducidas. Esto llevó a que sus diferentes segmentos, desde Colombia hasta Tierra del Fuego, tengan características distintivas y muy variadas. Para ilustrar estas variaciones se examinarán los Andes argentino-chilenos entre los 22 y 45° de latitud, que ejemplifican una gran variedad de procesos. La Fig. 8.5 nos muestra tres secciones diferentes de la cordillera andina con sus características peculiares.

Estas secciones de tan diferente desarrollo nos permiten visualizar la importancia de la geometría de la zona de Benioff (Cap. 1) en el control de las cadenas montañosas asociadas a subducción del tipo andino.

En el sector norte se observa el desarrollo de una cadena volcánica activa que coincide en superficie con la zona de interacción entre la corteza oceánica que se deshidrata en contacto con las rocas del manto por debajo de la placa continental sudamericana. La zona de Benioff tiene un ángulo de subducción de unos 30° de inclinación. Las condiciones compresivas originan una faja plegada y corrida que se extiende hasta casi 700 km de distancia del margen continental. Esta zona de apilamiento y contracción coincide con el levantamiento de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. La zona activa de deformación marca el límite entre la zona de pie de monte con capas plegadas y falladas y la llanura chaco-salteña, donde las capas sedimentarias más jóvenes se hallan horizontales y sin deformación.

El sector central tiene características peculiares. La primera de ellas es la falta de una cadena volcánica activa en las cordilleras Principal y Frontal. Las rocas volcánicas más jóvenes son terciarias, indicando que este proceso se ha interrumpido hace ya algunos millones de años. ¿Por qué no hay un volcanismo activo? La respuesta la encontramos en la zona de Benioff, que muestra que la corteza oceánica por debajo de la cordillera andina adoptó una posición horizontal. La corteza oceánica se hunde, se calienta y se deshidrata sin contacto con las rocas del manto ubicadas por debajo de la placa continental sudamericana. Ésta se halla ubicada más hacia el este y cuando la corteza oceánica la contacta está prácticamente deshidratada, por lo que no puede producir magmas y, por ende, un volcanismo activo. La Precordillera indica una importante faja plegada y corrida que casi está en contacto con las Sierras Pampeanas. La presencia de estas montañas en bloque, limitadas por fallas inversas, nos indica una importante contracción. El origen de estas montañas se encuentra también vinculado a la zona de subducción horizontal. El mayor acoplamiento entre la corteza continental y la corteza oceánica subducida, aumenta considerablemente la fricción. Esto está evidenciado por una mayor cantidad de sismos de intraplaca por debajo de las Sierras Pampeanas, que están indicando que su basamento se está fallando y apilando por fallas inversas. Toda esta zona es sísmicamente activa, como lo denotan los frecuentes terremotos que se han producido en la región del pie de monte cuyano. Importantes terremotos de intraplaca han destruido en el pasado las ciudades de Mendoza (1861), La Rioja (1891) y San Juan (1944).

El sector sur muestra nuevamente una zona de subducción normal, donde la losa oceánica se hunde por debajo de la continental con un ángulo de Benioff de 30°. Vemos volcanes activos, como el Tupungato, que se ubican por encima del contacto entre la losa oceánica y la astenósfera, que marca el inicio de una cadena volcánica que se prolonga más hacia el sur. Sin embargo, la faja plegada y corrida se limita exclusivamente a la Cordillera Principal y avanza a sólo 300 km del margen continental. Si bien la inclinación de la subducción es similar a la del sector norte, los efectos de la misma son más reducidos. En este caso, una edad más joven de la corteza oceánica subducida, en comparación con el sector norte, produce una menor deformación y la zona sísmicamente activa tiene menor magnitud y frecuencia que en los sectores norte y central. La región extrandina muestra extensas planicies basálticas, como las de Payunia, vinculadas a material proveniente del manto, por debajo de la placa continental, que alcanzó la superficie.

Este ejemplo muestra como las diferentes geometrías de subducción, la edad de la corteza oceánica subducida, los distintos tipos de rocas aflorantes y los procesos actuantes, dan a los diferentes segmentos de los Andes características propias y distintivas.

Otras cadenas montañosas, como las de Tandilia o Córdoba, nos hablan de importantes colisiones a través del tiempo, a través de sucesivos ciclos de Wilson, pero que en la actualidad se encuentran fuertemente erosionadas y son sólo relictos del importante relieve asociado a su formación en una época pasada.

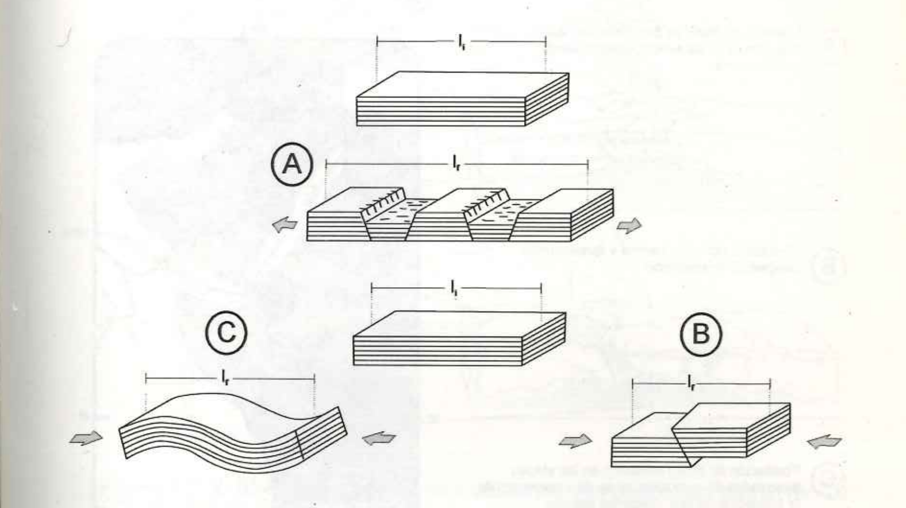


Figura 8.1: A. Block diagrama que muestra una falla directa donde l_o (longitud inicial de los estratos) es menor que l_f (longitud final). Nótese que el ángulo de la falla con respecto a la horizontal es mayor a 45°. B. Block diagrama que muestra una falla inversa donde l_i (longitud inicial de los estratos) es mayor que l_f (longitud final). Nótese que el ángulo de la falla con respecto a la horizontal es menor a 45° y que a través de este proceso los estratos se repiten en superficie. C. Block diagrama que muestra una serie de pliegues producidos por contracción.

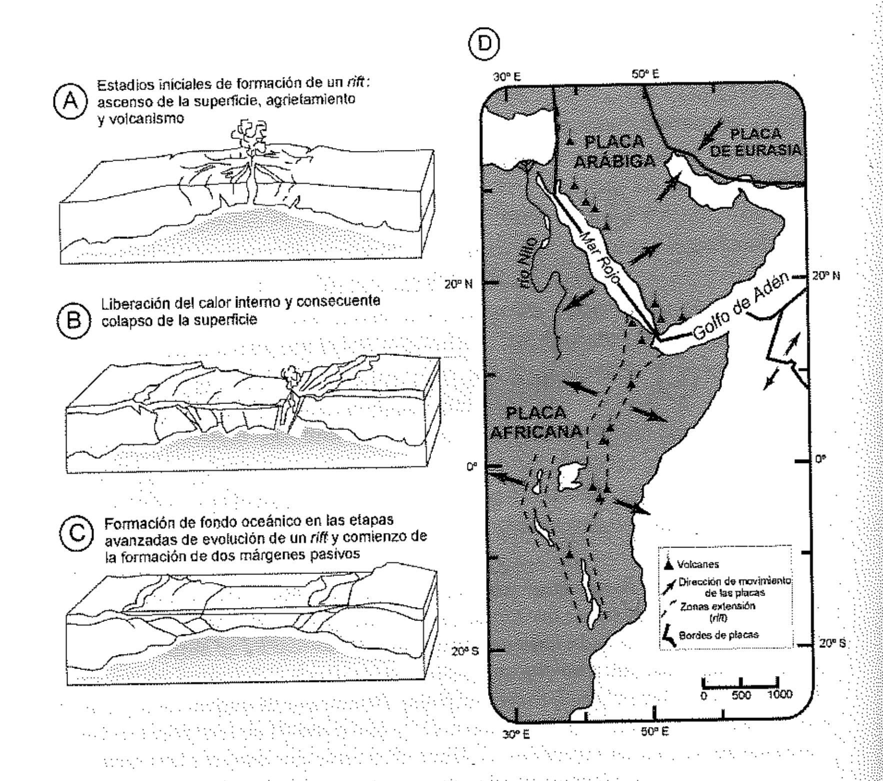


Figura 8.2: A. Block diagrama que muestra el desarrollo de un sistema de rift mediante la formación de fallas directas con su volcanismo asociado. B. Estados de extensión progresivos hacia la formación de un nuevo océano. C. Desarrollo de dos márgenes pasivos. D. Esquema que muestra las hendiduras de rift y los mares incipientes, producidos en el África oriental y la península Arábiga.

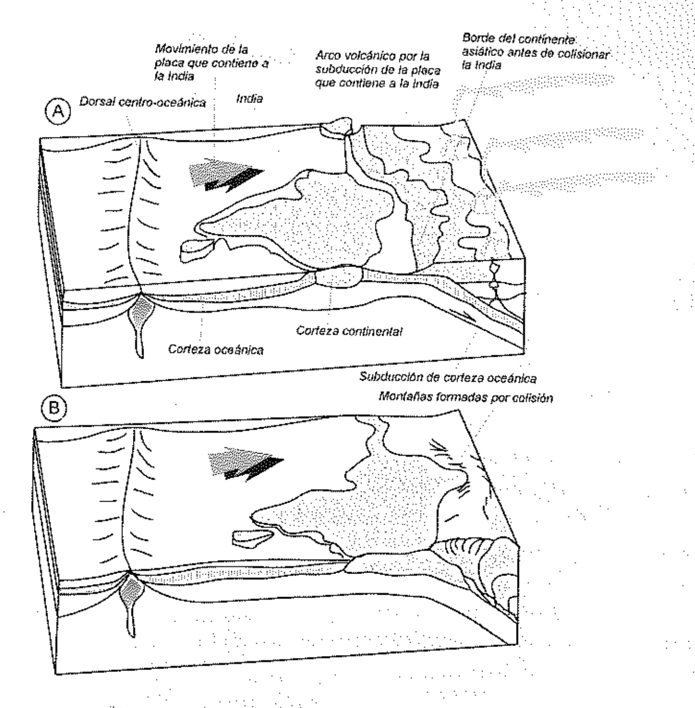


Figura 8.3. A. Block diagrama que muestra un margen continental pasivo (borde norte de la India) y otro activo (sur del continente asiático) en forma previa a la colisión. B. Cadena montañosa, correspondiente a los Himalayas, producida por la colisión de dos márgenes continentales.

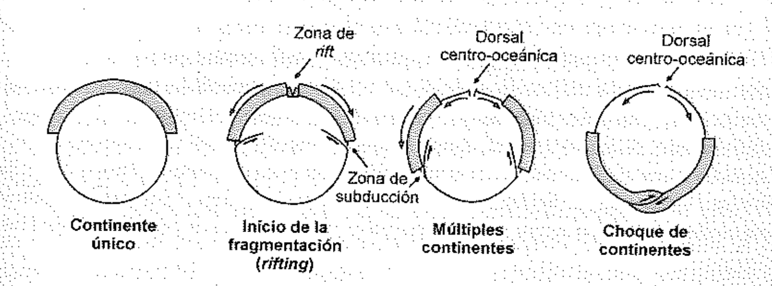


Figura 8.4: Modelo conceptual del ciclo de Wilson que muestra los sucesivos pasos desde la fragmentación de un continente, pasando por el nacimiento de un nuevo océano, su posterior destrucción y una colisión que lleva a la formación de un nuevo continente.

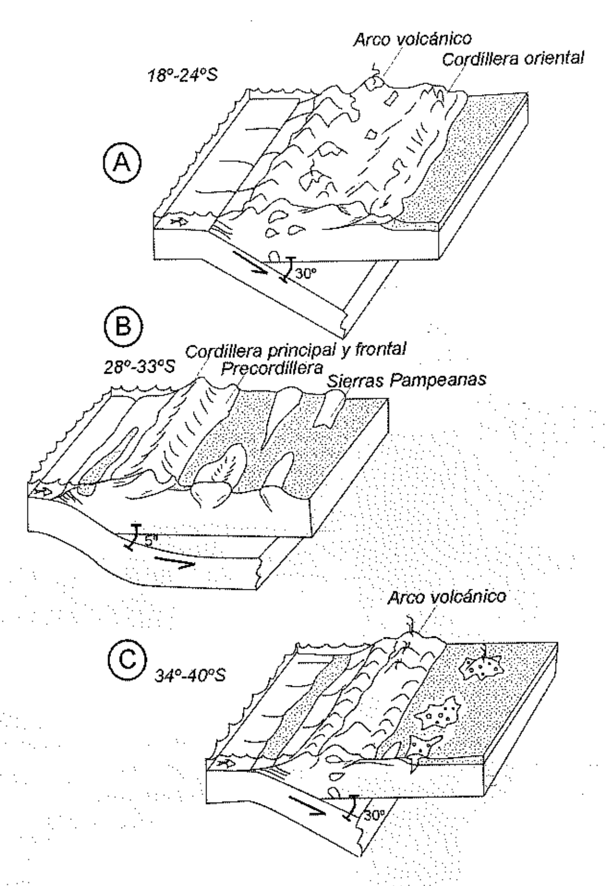


Figura 8.5: Blocks diagramas que ilustran tres sectores de los Andes argentino-chilenos. A. Sector norte, donde se observa una cadena volcánica activa en la Puna y las fajas plegadas y corridas de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. B. Sector central, donde las cordilleras Principal y Frontal no están asociadas a una cadena volcánica activa. Nótese en este segmento el desarrollo de las Sierras Pampeanas. C. Sector sur, que muestra a la Cordillera Principal asociada a una cadena volcánica activa y a un importante volcanismo en la región extraandina.

9. La llanura Chacopampeana

La llanura Chacopampeana, que ocupa el sector centro y noreste de la Argentina, es una extensa planicie suavemente ondulada, compuesta por sedimentos de edades menores a dos millones de años, bajo la cual se esconde una compleja historia geológica, vinculada con la formación de la Cordillera de los Andes y la generación del Océano Atlántico.

Entre los eventos más importantes se encuentra la invasión del mar hace doce millones de años, que cubrió gran parte de la llanura Chacopampeana. Hace aproximadamente unos 4 millones de años se comenzó a formar el paisaje actual, caracterizado, en su porción meridional, por importantes depósitos de loess. El loess está compuesto por sedimentos finos (con diámetros menores a 2 mm) originados por el desgaste de rocas de la cordillera, que han sido transportados y depositados por el viento durante épocas secas. Las lluvias de cenizas provocadas por erupciones de volcanes ubicados en la Cordillera de los Andes han contribuido también a la formación de esta extensa planicie.

En el Chaco, los ríos han tenido un papel fundamental en la distribución de los sedimentos que provienen del sector cordillerano. Existen también evidencias de la acción de los vientos aunque en forma subordinada.

Durante los últimos 3 millones de años el planeta se encontró sometido a épocas de clima más riguroso, caracterizadas por grandes masas de hielo que cubrieron gran parte de los continentes, en particular la región cordillerana patagónica. Estas épocas alternaron con otras más cálidas, que produjeron el derretimiento de los hielos. Éste fenómeno trajo, como consecuencia, importantes cambios en el nivel de los mares, provocando la inundación de la llanura Chacopampeana en diversas oportunidades durante los últimos tres millones de años.

La gran extensión de la llanura, su cobertura sedimentaria de grano fino y su escaso relieve la convierten en una región muy sensible a los cambios climáticos y ambientales. Por eso, estudiarla nos permitirá un mejor entendimiento de los cambios pasados y futuros.

Los llanos

Se define una llanura como una región de relieve plano a suavemente ondulado. En el centro-norte de Argentina, hacia el este de la cordillera de los Andes y hacia el norte de la Patagonia, se extiende una de las llanuras más extensas de la Tierra, conocida como llanura Chacopampeana. Éste es el sector sur de los llanos que se extienden desde Bolivia y Paraguay hasta el río Colorado, en el límite norte de la Patagonia, cubriendo un área de más de un millón de kilómetros cuadrados.

Se pueden dividir dos zonas que presentan variaciones climáticas: la llanura Chaqueña al norte y la llanura Pampeana al sur. El clima chaqueño se caracteriza por su temperatura elevada, con promedios anuales de 21° C y precipitaciones que disminuyen desde 1.100 milímetros anuales en el este hasta 800 mm anuales en el oeste. El clima pampeano es más templado, con una media anual de 17° C en Buenos Aires y de 21°C en Santiago del Estero. Las precipitaciones decrecen desde el nordeste con 950 milímetros anuales hacia el sudoeste con 500 milímetros.

La región presenta una suave pendiente hacia el este, con altitudes de 200 a 300 metros en el pie de las sierras occidentales hasta el nivel del mar en la costa bonaerense.

En la región chacopampeana convergen los principales asentamientos urbanos y se concentran dos de las actividades económicas más importantes del país: la agricultura y la ganadería.

Geología del subsuelo

El conocimiento geológico del subsuelo de la llanura se ha obtenido mediante perforaciones y estudios geofísicos, orientados generalmente a la búsqueda de hidrocarburos y a la obtención de aguas subterráneas. Los resultados obtenidos señalan que en el subsuelo de la llanura existen cuencas sedimentarias, formadas desde hace unos 130 Ma a partir de la formación del océano Atlántico y de la generación de la Cordillera de los Andes (Fig. 9.1). Las cuencas se rellenaron con varios miles de metros de sedimentos continentales y marinos (Fig. 9.1.), se unieron entre sí y finalmente fueron cubiertas por un manto de depósitos más recientes sobre los cuales están asentadas las ciudades y se desarrolla la actividad agropecuaria. Entre otras, se destacan por su importancia las cuencas del Salado y Chacoparanense.

El inicio de la formación de la llanura Chacopampeana se ubicaría hace unos 13 a 15 Ma, luego del retiro de lo que se conoce como mar Paranense, que inundó gran parte del continente y cuyas aguas provinieron del océano Atlántico (Fig. 9.2). Este mar, de aguas poco profundas y cálidas, ha dejado en los llanos depósitos de arenas y arcillas, con restos de fauna marina que indican su edad. La razón por la cual el mar avanzó sobre la llanura está relacionada con la formación de la cordillera de los Andes. El peso de la nueva cordillera recién ascendida produjo un importante hundimiento en el área de la llanura adyacente, lo que sumado a un nivel del mar alto para ese momento, favoreció la inundación del continente.

Los depósitos más superficiales de la llanura Chacopampeana consisten en un manto sedimentario de hasta unos 200 metros de espesor máximo de materiales que comenzaron a acumularse hace alrededor de 10-11 millones de años. La elevación de la Cordillera que ya se encontraba medianamente desarrollada actuó como barrera climática impidiendo que los vientos húmedos que soplaban desde el Océano Pacífico descargaran sus aguas en los llanos. De esta forma se produjo una aridización de la región pampeana y el comienzo de la acumulación de un extenso depósito, el *loess pampeano,* formado principalmente por partículas menores a 2 mm. El *loess* es un depósito transportado y acumulado por el viento. Los análisis realizados sobre la composición mineral del *loess* señalan que es principalmente el producto de la destrucción de rocas volcánicas ubicadas en la cordillera de los Andes. Además, una parte del *loess* tiene su origen en las erupciones de los volcanes de los Andes, cuyas cenizas han cubierto la región en diversas oportunidades. Un ejemplo histórico es la erupción del volcán Quizapú en 1932, ubicado en Chile muy próximo a la frontera con Argentina en el sur de la provincia de Mendoza (Fig. 9.3). Las cenizas generadas cubrieron gran parte de los suelos de la región pampeana con espesores de algunos centímetros en el oeste y apenas 1 o 2 milímetros en el este, llegando a la costa atlántica. Más recientemente, las cenizas de la erupción del volcán Hudson, en 1991, ubicado en la cordillera patagónica, alcanzaron el sur de la región pampeana bonaerense.

El período Cuaternario en la llanura

La historia geológica de la llanura Chacopampeana de los últimos 2 millones de años, correspondientes al período Cuaternario, constituye un capítulo especial ya que en su transcurso se formaron gran parte de los paisajes que apreciamos y se ha producido una parte sustancial de la evolución humana. Los avances tecnológicos de los últimos treinta años han permitido lograr un

alto grado de resolución en el análisis de los registros geológicos del Cuaternario, caracterizado por numerosos cambios climáticos cíclicos. Estos cambios se explican actualmente como consecuencia de cambios periódicos en parámetros orbitales, tales como la excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, variaciones en la inclinación del eje de rotación de nuestro planeta y la *precesión de los equinoccios*, es decir cambios en el momento en que se producen las estaciones climáticas. Estas variaciones cíclicas son conocidas como *ciclos de Milankovitch* y modifican la intensidad de radiación solar que es recibida por el planeta. Los ciclos climáticos resultantes definieron una serie de períodos fríos, que generaron episodios de glaciación caracterizados por el desarrollo de extensos mantos de hielo en el hemisferio norte y la formación de glaciares en los valles de distintas zonas montañosas del mundo, incluidos los Andes patagónicos (Cap. 7) (Fig. 9.4). Los períodos fríos se alternaron con intervalos más cortos de mayores temperaturas, durante los cuales se produjo el retroceso de los hielos formados anteriormente (periodos de interglaciación). En los periodos de glaciación, la llanura Chacopampeana estuvo dominada por condiciones climáticas secas y más frías que las actuales, mientras que durante los periodos de interglaciación, las condiciones fueron semejantes a las que existen en el presente. Actualmente vivimos durante un período interglacial.

Estos ciclos climáticos se repitieron varias veces. Los avances científicos recientes señalan la existencia de al menos ocho grandes ciclos de glaciación-interglaciación durante los últimos 800.000 años. El último ciclo de glaciación comenzó hace unos 100.000 años y tuvo su máxima extensión de hielo alrededor de 20.000-18.000 años cuando cerca del 25% de la superficie terrestre estuvo cubierta por glaciares, en relación con el 10% actual. Una secuela importante de las glaciaciones son los cambios en el nivel de los mares del planeta. La formación de los hielos se produce por acumulación de nieve, que proviene de la evaporación del agua de mar. De tal manera, se produce un descenso en el nivel de los mares durante un periodo de glaciación, mientras que durante un interglacial, el derretimiento de los hielos supone el retorno del agua almacenada en los hielos y por lo tanto un incremento del nivel del mar. Durante la última glaciación el nivel del mar se estima que tenía una altura de unos 120 metros por debajo del nivel actual. Por lo tanto, gran parte de la plataforma continental argentina estaba emergida.

Estos cambios climáticos relacionados con el último ciclo de glaciación y el interglacial actual han dejado evidencias en la llanura Chacopampeana. Durante el máximo desarrollo de la última glaciación predominaron en esta región condiciones frías y secas, que favorecieron la acumulación de un

extenso manto de depósitos depositados por los vientos. De esta manera, en el sector de la llanura Pampeana, si bien la acción de los ríos ha intervenido, el viento ha sido el principal agente de transporte y acumulación de sedimentos, existiendo extensas áreas cubiertas por campos de dunas, ubicadas en el centro y sudeste, y depósitos de *loess* hacia el este.

En el sector de la llanura Chaqueña han dominado los depósitos relacionados con los ríos que continúan operando en la actualidad. En esta región se han reconocido cinco *abanicos aluviales* gigantes (Cap. 7), formados por sedimentos limosos y arcillosos. Éstos son formados por los ríos originados en áreas montañosas, que al entrar a la llanura se ensanchan y pierden capacidad para transportar partículas (Cap. 7). En territorio argentino se desarrollan los de los ríos Salado, Bermejo y Pilcomayo.

Alrededor de 14.000 años atrás, se inició globalmente un cambio hacia condiciones de mayor temperatura que ocasionaron el comienzo del retiro de los hielos. Al iniciarse las condiciones climáticas actuales, típicas de un período interglaciar, disminuyó la acumulación de sedimentos depositados por los vientos, particularmente el *loess*, y comenzó el desarrollo a partir de aquellos depósitos de gran parte de los suelos actuales que se cultivan en la llanura. La importancia del *loess* radica en que compone el material base de los suelos agrícolas más fértiles del planeta, ricos en nutrientes necesarios para el cultivo de cereales y oleaginosas.

Estos estudios sobre el pasado geológico relativamente reciente de la llanura señalan la alta sensibilidad que ésta presenta hacia los cambios climáticos. Intentar reconstruir la historia geológica de la llanura, particularmente la de los últimos miles de años, e inferir los cambios ocurridos en el pasado nos permiten comprender la naturaleza actual de esta vasta región y plantear posibles escenarios futuros ante situaciones climáticas distintas.

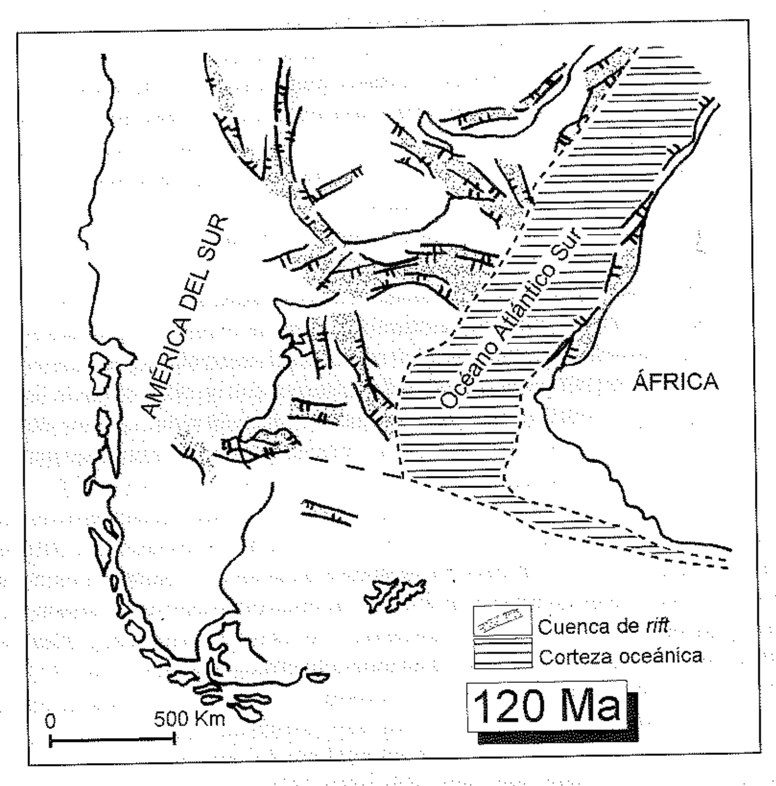


Figura 9.1: Sistemas de rifts desarrollados en la zona oriental del continente sudamericano durante las fases iniciales de apertura del océano Atlántico.

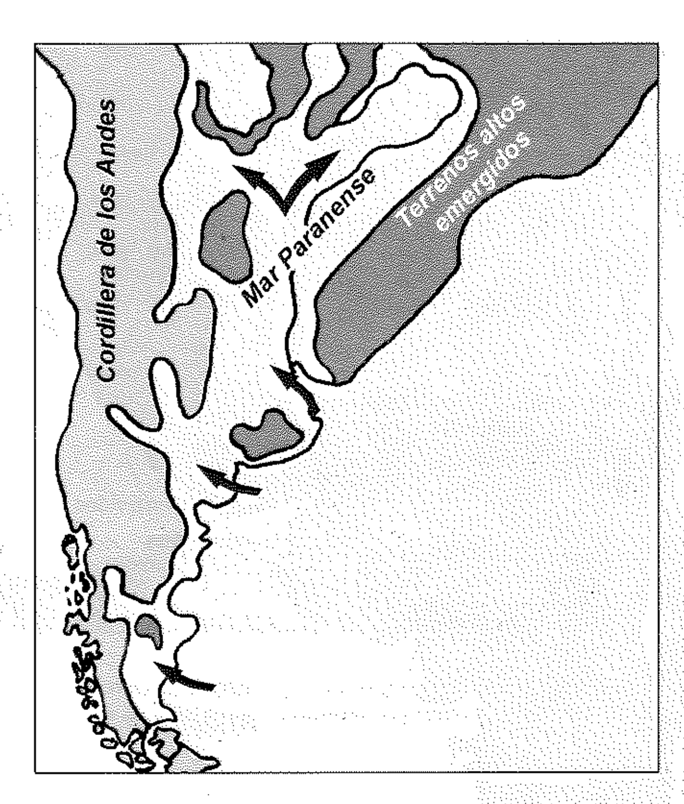


Figura 9.2: Mar Paranense, cuyas aguas provenientes del océano Atlántico inundaron la zona pampeana hace unos 15 Ma.



Figura 9.3: Líneas de igual espesor (cm) de la lluvia de ceniza asociada a la erupción del volcán Quizapú en 1932. Nótese que la misma cubrió gran parte de la región Chacopampeana ejemplificando el origen de uno de los principales componentes del denominado loess.

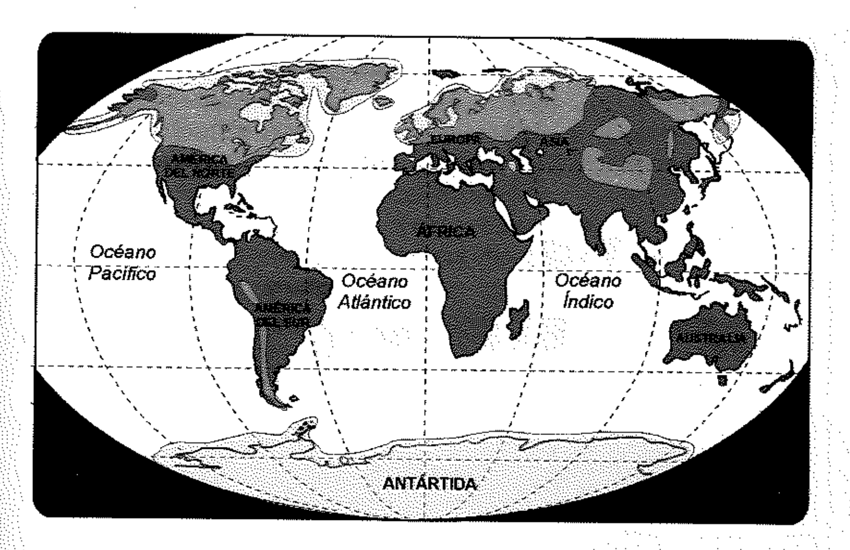


Figura 9.4: Alcance de una de las mayores glaciaciones ocurridas en los últimos dos millones de años (el área transparente representa la posición de los hielos).

La historia de la Tierra y la vida

10. El pasado de la Tierra

Oh mar que nos precedes, tus miedos
tenías coral y playas y arboledas.
Desvendadas la noche y cerrazón,
las tormentas pasadas y el misterio,
se abría flor en lo lejano, el Sur Sidéreo
lucía en las naves de la iniciación.

Fernando Pessoa

La configuración actual de las áreas continentales y océanos es una fotografía instantánea de un proceso en marcha. Sabemos que los continentes se desplazan (separándose unos de otros en los sitios en los cuales un océano se expande) o colisionan (al cerrarse ciertos fondos marinos). Las colisiones forman las montañas más altas de la Tierra, tal como ocurre actualmente en la zona de colisión entre Asia y la India con la consecuente formación de los Himalayas, en el sitio en el cual un vasto océano, llamado Tethys, separaba estas dos masas continentales. La superficie de la Tierra ha cambiado dramáticamente durante el tiempo en el cual la vida habitó en ella, correspondiente a la mitad de su historia (2.800 Ma). Prácticamente todas las masas continentales se han reunido en al menos tres oportunidades para formar los continentes más grandes que han existido sobre la Tierra. En esas oportunidades se generaron múltiples cadenas de montañas en los sitios en los cuales un océano separaba dos continentes que se aproximaban. Estos fenómenos ocurrieron hace 1.100, 570 y 250 millones de años respectivamente. Los gigantescos continentes así formados, denominados supercontinentes, se resquebrajaron dando lugar a nuevos continentes que lentamente se separaron dando origen a nuevos océanos. Los momentos en los cuales se formaron los supercontinentes han puesto a prueba la capacidad de adaptación de la vida a las nuevas condiciones, ya que las plataformas marinas que rodeaban a los continentes, en las cuales gran parte de ésta se desarrollaba, en gran medida han desaparecido dando origen a zonas de montañas. Adicionalmente, los momentos en que nuevas masas continentales se han formado por ruptura de un supercontinente han complicado también el desarrollo de la vida cambiando los patrones de circulación de las corrientes oceánicas y, por ende, la temperatura superficial del planeta.

Los supercontinentes

Al colisionar dos continentes, los océanos que los separaban terminan por cerrarse. De esta manera los sedimentos que a lo largo de millones de años se acumulaban en los bordes de los mismos, transportados por ríos, vientos y glaciares producto del lento desgaste de los sectores montañosos, se exponen en la superficie por efecto de la colisión formando nuevas montañas. Los viejos fondos marinos se repliegan y se aplastan por el efecto del peso de la formación de montañas sometiéndose a altas presiones y temperaturas, que provocan la generación de rocas metamórficas (Cap. 3).

El relieve montañoso que observamos en la Tierra hoy en día representa en general el cuadro más reciente de la historia del planeta. Las viejas cordilleras que se formaron en los sitios en los cuales un mar se cerró fueron lentamente desgastadas por los ríos y glaciares, quedando arrasadas al nivel del mar. Sin embargo, las rocas metamórficas formadas en esos episodios generadores de montañas y el cálculo de su edad proveen una pieza fundamental en el rompecabezas que representan los supercontinentes. Cuando las edades de las rocas metamórficas son comunes en distintos sitios de la Tierra, ha ocurrido un fenómeno particular: se han formado numerosas montañas al mismo tiempo en diferentes lugares del planeta y quizás se han cerrado múltiples mares dando origen a un supercontinente. Hace 1.100 Ma ocurrió uno de estos momentos particulares de gran deformación que generaron rocas metamórficas en numerosos sitios de la Tierra, a partir de rocas que habían constituido fondos de mares, volcanes, planicies de ríos, etc. Estas rocas metamórficas forman bandas de cientos de kilómetros de largo en el interior de algunos continentes (y a veces en sus bordes) que representan las raíces de viejas cordilleras generadas por colisiones entre continentes, que fueron arrasadas por los ríos y los glaciares (Cap. 7). Uniendo esas piezas por medio de estudios paleomagnéticos (Cap. 1) se comprueba que éstas encajaban en un viejo supercontinente al que se denominó *Rodinia,* formado hace 1.100 Ma y destruido hace unos 700 Ma (Fig. 10.1). En forma equivalente, hace 570 Ma una intensa deformación llevó a la formación de rocas metamórficas y consecuentemente a la formación de montañas hoy arrasadas de la faz de la Tierra. El cierre de los océanos que dio origen a esas montañas formó otro supercontinente conocido como *Gondwana,* que reunía a los actuales continentes de África, América del Sur, Australia, Nueva Zelanda, Antártida e India e importantes partes de Europa y América del Norte (Fig. 10.2).

La vida durante la formación de estos dos supercontinentes mencionados estaba restringida a los mares y era poco evolucionada (Cap. 11). Sin embargo, la formación de un último supercontinente la alteraría profundamente llevándola casi al límite de su extinción. Hace 250 Ma se formó el *Pangea,* al chocar el *Gondwana* contra América del Norte, Europa y Asia (Fig. 10.3). Este continente comenzó a resquebrajarse hace unos 180 Ma, generándose de esta manera el océano Atlántico entre los continentes que comenzaban a separarse. Aún no ha cesado esa lenta deriva de los continentes actuales que habían encajado formando el *Pangea,* mientras día a día el océano Atlántico se encuentra en continua expansión. Vemos que inevitablemente luego de formarse un supercontinente éste se resquebraja formando nuevos bloques que a lo largo de millones de años se separan hasta formar otro gran continente a partir de sucesivas colisiones entre los mismos. ¿Pero cuál es la razón por la cual los supercontinentes inmediatamente luego de ser formados se resquebrajan y destruyen? La corteza continental es siete a diez veces más gruesa que la oceánica y además está formada por un material refractario que es un pobre conductor calórico. Es por ello que el calor interno de la Tierra escapa con más facilidad a través de la superficie de los fondos de los océanos que a través de las áreas continentales. De hecho los continentes constituyen verdaderos aislantes para el escape del calor interno de la Tierra hacia la atmósfera y el espacio. Al fluir el calor desde el manto y el núcleo terrestres hacia la superficie y encontrarse éste con la raíz de un continente, en general resulta más fácil su escape por los bordes del mismo en cercanía de los fondos oceánicos, que a través de sus interiores. Sin embargo este movimiento horizontal del calor bajo los continentes en búsqueda de materiales mejor conductores térmicos no es factible en el caso de los supercontinentes. Estas masas supercontinentales son tan grandes que el calor interno de la Tierra, al llegar a su base, termina por acumularse y provocar tarde o temprano que éstas se hinchen como una torta sobrehorneada. Finalmente, algunos millones de años después de la formación de un supercontinente comienza una fase de alzamiento de su superficie y posterior agrietamiento. Algunas de estas grietas continuarán abriéndose (*rifts*, Cap. 8) hasta que el mar de las periferias ingrese al interior continental y quizás finalmente la cantidad de material fundido que asciende procedente del manto supere y reemplace completamente al material continental generándose un nuevo fondo oceánico, que con el tiempo se ensanchará y profundizará.

Algunos científicos proponen que estos períodos en los cuales se genera un supercontinente son letales para el normal desarrollo de la evolución de la vida. Al colisionar los distintos continentes que darán origen al supercontinente la mayor parte de las áreas de plataforma marina que los

rodean desaparece y por lo tanto la vida que habitaba en ellos debe, en unos pocos millones de años, readecuarse a la nueva situación. Además el área de plataforma final es considerablemente menor que la suma de las áreas de plataforma previas de todos los continentes que chocaron. Y finalmente, como si fuera poco, el efecto de calentamiento de la base del supercontinente y su consecuente hinchamiento provoca que las áreas de plataforma finales sean ascendidas y por lo tanto emergidas de la superficie del océano, desapareciendo virtualmente el hogar de la fauna y flora que habita en los mares poco profundos.

En forma teórica se podría suponer que aquellos períodos que siguen a la desintegración de un supercontinente deberían ser florecientes para la vida, ya que provocan la creación de nuevos mares y, por lo tanto, de nuevas plataformas marinas. Además, por efecto del escape del calor a través de las grietas generadas (*rifts*, Cap. 8), la superficie continental se deshincha, sumergiéndose las plataformas antes exhumadas. Sin embargo la historia de la Tierra nos muestra que estos momentos han sido también críticos para la vida. El ejemplo más claro está constituido por la ruptura del último supercontinente, el *Pangea*, hace 180 Ma. La India, América, África, Antártida, Australia, Europa y Asia son las piezas resultantes de la ruptura de este último gran rompecabezas. Sin embargo, su individualización final no se alcanzó en los primeros momentos de este proceso. La Antártida permaneció unida a América del Sur y Australia a través de un delgado puente de tierra por unos 150 millones de años luego de la ruptura del Pangea. Al separarse finalmente estos continentes hace unos 27 Ma, la Antártida que se hallaba en posiciones cercanas al Polo Sur quedó rodeada por una corriente marina que la aisló térmicamente de América del Sur, que se hallaba en posiciones más tropicales. De esta manera, las condiciones relativamente cálidas que habían dominado en la superficie de la Antártida, debido a los vientos cálidos que provenían del continente sudamericano y australiano, desaparecieron provocando su repentino enfriamiento y posterior congelamiento. La cobertura glacial de la Antártida determinó que los mares adyacentes lentamente se enfriaran y que sus aguas se mezclaran a través de corrientes oceánicas con la de los océanos del resto del planeta, cayendo drásticamente la temperatura de todos ellos y afectando la vida (Cap. 11).

La historia de la Tierra nos enseña que los movimientos de estas piezas que representan los continentes han marcado profundamente el normal desarrollo de la vida poniéndola más de una vez en crisis, tema que se desarrollará en el próximo capítulo.

Otros dos ejemplos sobresalientes de este fenómeno están dados por la ruta seguida por el supercontinente de Gondwana luego de su formación. Esta gran masa continental se desplazó hacia el sur, por lo cual hace unos 440 Ma el norte del continente africano, que era parte del Gondwana, quedó superpuesto al polo sur. Allí se alojaron grandes masas de hielo que se dispersaron sobre la enorme superficie del supercontinente con dimensiones muy superiores a las de los hielos antárticos actuales. De esta manera una gran parte del agua de los océanos que se evaporaba en los trópicos precipitó en forma de nieve sobre el continente congelado de Gondwana y pasó a formar parte de los glaciares sin volver al mar. Durante el tiempo en el cual el Gondwana transitó por encima del polo sur, la superficie de los océanos descendió, quedando emergidas las plataformas oceánicas. Esto aniquiló gran parte de la fauna y flora que vivía a escasas profundidades cerca de los continentes, sumado al enfriamiento general de la Tierra. Esta misma situación se repitió en el Gondwana hace unos 390 Ma con idénticas consecuencias para la vida, aunque el foco a partir del cual crecieron los glaciares coincidió con la zona de la cuenca del Paraná, en la zona limítrofe entre Argentina, Paraguay, Uruguay y Brasil (Fig. 10.4).

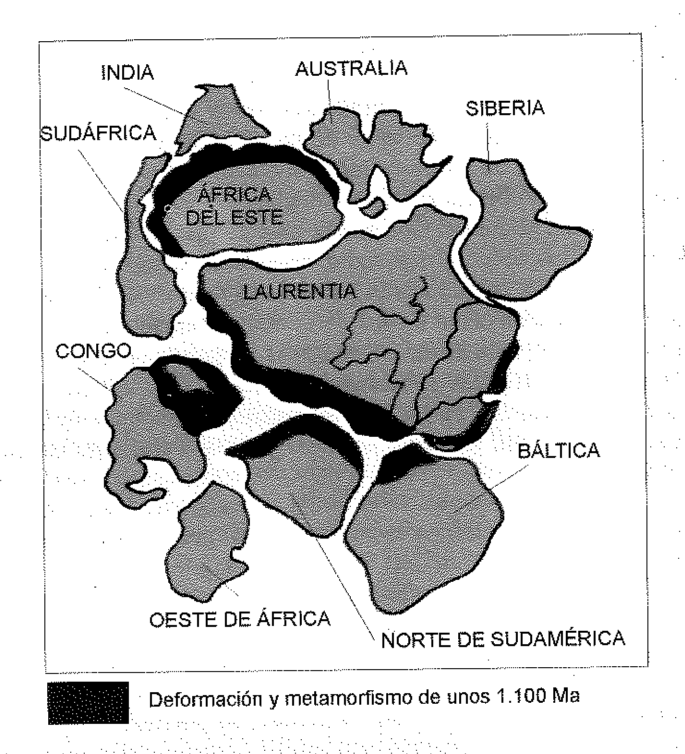


Figura 10.1: Supercontinente de Rodinia formado hace 1.100 Ma, en el cual América del Norte ocupaba la parte central.

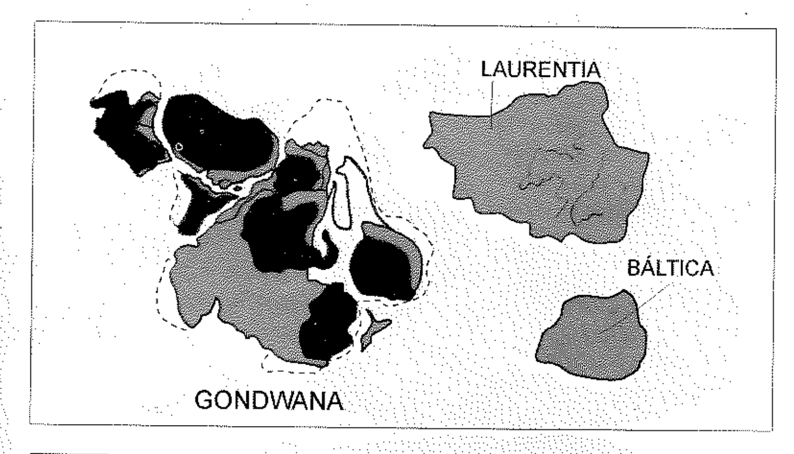


Figura 10.2: Formación del supercontinente de Gondwana, nacido en parte a causa de los fragmentos continentales que eyectó la ruptura del Rodinia hace unos 700 Ma.

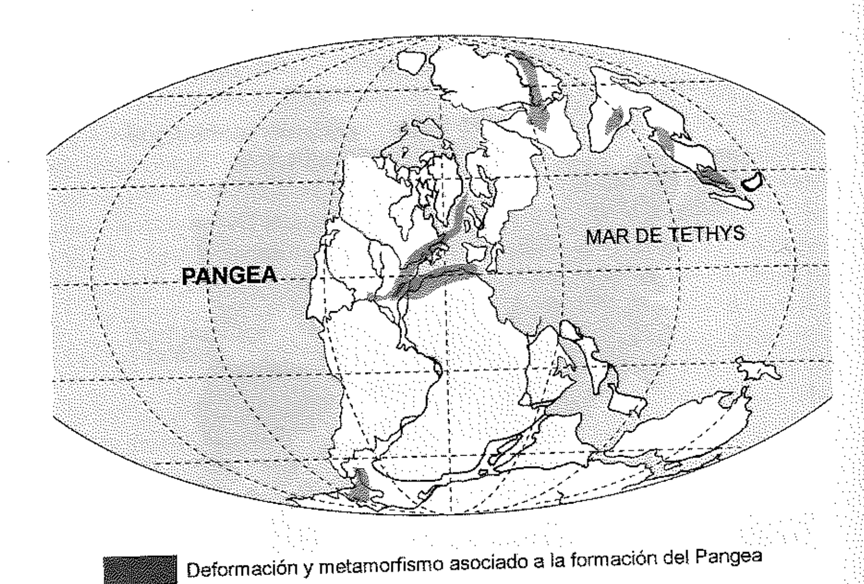


Figura 10.3: Formación del supercontinente de Pangea hace unos 250 Ma, asociado a la mayor extinción masiva de la historia de la Tierra.

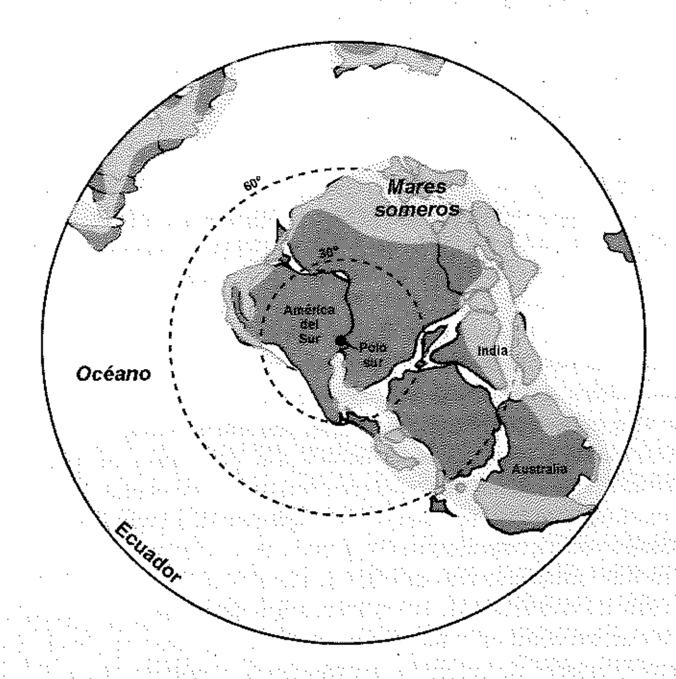


Figura 10.4: Ubicación del supercontinente de Gondwana en el hemisferio sur, lo cual provocó el congelamiento de gran parte de su superficie y el consecuente descenso del nivel de los océanos.

11. La evolución de la vida en la Tierra

> *Hay grandeza en esta concepción de la vida (...) que mientras este planeta ha ido girando, se han desarrollado, a partir de su comienzo tan sencillo, infinidad de formas cada vez más bellas y maravillosas...*
>
> Charles Darwin

Los fósiles son las evidencias más claras de que la vida evoluciona a través del tiempo. Consisten en restos o huellas de organismos pasados que están preservados en las rocas sedimentarias. Los procesos biológicos y geológicos en la Tierra se encuentran íntimamente vinculados, como veremos más adelante.

Las evidencias más antiguas indiscutibles de vida corresponden a estructuras formadas por cianobacterias, llamadas estromatolitos, de 2.800 Ma. Las primeras células eucariotas se conocen de rocas de aproximadamente 1.400 Ma. La vida permaneció en forma simple, unicelular, durante la mayor parte del Precámbrico, y hace alrededor de 600 Ma, poco antes del comienzo del Fanerozoico, aparecieron los primeros animales multicelulares (los metazoos). En el registro fósil se observa una explosión de formas de vida, algunas de las cuales pueden relacionarse con grupos conocidos actualmente, mientras que otras son formas extrañas difíciles de identificar.

Durante los comienzos de la Era Paleozoica hubo una gran diversificación de la vida en los océanos, y luego, a partir de formas marinas, evolucionaron organismos capaces de colonizar los ambientes terrestres. Hacia finales del Paleozoico, la Tierra se encontraba floreciente de vida, tanto en los mares como en los continentes, donde abundaban los bosques de helechos, reptiles y anfibios gigantes. Un grupo de reptiles estaba adquiriendo características de mamíferos. El final de esta era estuvo marcado por la mayor extinción en la historia de la vida en la Tierra, en la cual desapareció el 95% de las especies marinas y alrededor del 70% de las especies terrestres. Esta catástrofe estuvo directamente relacionada con la formación del supercontinente Pangea y sus efectos asociados. Esta crisis define el final del Paleozoico.

Luego de la gran extinción, en la era mesozoica quedaron vacantes muchos espacios ecológicos que dieron lugar a una nueva diversificación. Es entonces cuando la Tierra se pobló de reptiles, particularmente dinosaurios, pero también grupos relacionados como los pterosaurios voladores y grandes

reptiles marinos, hoy extinguidos. Durante esta era los mamíferos, a pesar de haberse originado casi al mismo tiempo que los dinosaurios, permanecieron relegados. Eran formas pequeñas y de hábitos nocturnos, incapaces de competir con los reptiles coexistentes. La historia de los dinosaurios culminó, al final del Mesozoico, principalmente debido a un suceso extraterrestre. El impacto de uno o varios asteroides sobre la Tierra generó condiciones tales que se hizo imposible la supervivencia de gran parte de los organismos que la habitaban. Sólo un grupo descendiente de los dinosaurios se encuentra aún entre nosotros: las aves.

En la Era Cenozoica, los mamíferos, ahora con más libertad de acción, fueron colonizando los espacios dejados por los reptiles. Pero hace unos 30 Ma, estos organismos fueron golpeados por una fuerte crisis, debida fundamentalmente a un cambio climático abrupto: un enfriamiento generalizado de la Tierra, relacionado con el aislamiento de la Antártida. Además, el cierre del mar de Tethys resultó en la desaparición de, entre otros organismos, las ballenas predadoras que habitaban en él.

El tiempo geológico

Para hablar de la evolución de la vida sobre la tierra, necesitamos una breve introducción al tiempo geológico, que es aquel tiempo que abarca desde la formación de la Tierra hasta la actualidad.

Desde el siglo XIX, los geólogos han ido desarrollando una escala de tiempo basada en eventos geológicos globales, que se utiliza como marco de referencia temporal en la geología. De los tres tipos de rocas existentes (ígneas, metamórficas y sedimentarias) estas últimas jugaron un papel muy importante en el desarrollo de esta escala, ya que las rocas sedimentarias se depositan sobre la superficie terrestre en estratos prácticamente horizontales y cada estrato es más antiguo que aquel que lo sobreyace y es más reciente que aquel que lo subyace. Las variaciones de espesor de las rocas sedimentarias representan a grandes rasgos la duración del evento que las depositó. Las rocas sedimentarias también son las únicas con restos fósiles, y así nos permiten trazar la evolución biológica sobre la Tierra. De hecho, gran parte de la escala relativa de tiempo se ha realizado en base a eventos biológicos.

Para estudiar la historia de la Tierra los geólogos han dividido el tiempo geológico en lapsos de diferentes magnitudes. La primera y más grande división es el *eón*, que se divide en eras. A su vez, las eras se dividen en períodos y éstos en épocas.

El registro fósil

Los fósiles son restos o huellas de formas de vida pasadas, preservadas en sedimentos, carbón, alquitrán, petróleo, ámbar o ceniza volcánica, congeladas en hielo o momificadas en arenas áridas. El registro fósil es incompleto. Muy pocos organismos se preservan como fósiles y a su vez muy pocos fósiles conservan todas las partes del organismo original. Los tejidos blandos normalmente se pudren y desaparecen y, como muchos organismos carecen de partes duras, son casos excepcionales cuando éstos se preservan como fósiles. Los restos más comúnmente conservados son troncos de árboles, huesos, dientes y conchillas de animales.

También el ambiente en el cual habita un organismo determinará la capacidad para transformarse en fósil. Los terrenos subacuáticos, sean éstos lechos de ríos de llanura, plataformas marinas o lagos, son más propicios para fosilizar, por lo que los habitantes de las colinas y montañas serán los menos representados en el registro fósil.

Una vez sepultados, y de esta forma alojados dentro de la corteza terrestre, los fósiles son vulnerables a los movimientos de la Tierra, a su transporte a altas profundidades por colisiones entre placas y formación de cordilleras y a su potencial destrucción por las altas presiones y temperaturas, o a su desenterramiento por parte de los mismos procesos.

Origen de la vida

El origen de la vida en la Tierra es un tema muy controvertido en la actualidad. Restos de 3.500 Ma de antigüedad, que hasta hace pocos años se consideraban como las primeras evidencias de vida, ahora han sido descartados como tales.

Hoy en día se considera que las evidencias de vida más antiguas corresponden a restos de *cianobacterias* de unos 2.800 Ma de edad (Fig. 11.1). Las cianobacterias son organismos procariotas que existen actualmente y que generan unas estructuras organo-sedimentarias llamadas *estromatolitos*. Estas estructuras se conservan fácilmente como fósiles y su registro nos indica la presencia en ese momento de cianobacterias, las cuales pueden o no quedar preservadas en la roca.

Las bacterias y las cianobacterias son procariotas, lo que significa que están compuestas por células simples y pequeñas, que carecen de membrana nuclear y de organelas. Los eucariotas, que aparecerían posteriormente, son organismos cuyas células son mil veces más grandes que las

células procariotas, tienen núcleo (una membrana que contiene el material genético y les permite reproducirse sexualmente) y organelas (estructuras que realizan funciones específicas como la respiración y la fotosíntesis).

Recientemente, el conocimiento de nuevos tipos de organismos modificó la idea acerca de los límites para la vida como se los consideraba hasta hace poco tiempo. Cuando los organismos comenzaron a clasificarse, todos ellos eran asignados al grupo de las plantas o al de los animales. Luego se fueron incorporando nuevas formas, hasta delinear cinco reinos reconocidos en la actualidad: bacterias (o procariotas), animales, plantas, hongos y protistas. Todos pertenecen al grupo de los eucariotas.

Sin embargo, un nuevo enfoque de la biología molecular cambió este punto de vista. Un grupo de organismos supuestamente procariotas resultó tener un material genético muy diferente al bacteriano. De esta manera, el árbol de la vida fue reorganizado en tres dominios: *Eucariota, Procariota* y *Archaea*. Muchos organismos Archaea tienen la capacidad de vivir en condiciones ambientales extremas, y por eso se los suele llamar *extremófilos*. Algunos viven a temperaturas muy altas o muy bajas, otros en ambientes muy ácidos o muy básicos y algunos viven a altas presiones. Considerando estas posibilidades, no resulta tan extraño que algunos organismos hayan tenido la capacidad de atravesar el espacio viajando de un planeta a otro, tal como postula un grupo de científicos.

Existe un activo debate acerca de si la vida podría haberse originado fuera de la Tierra, y haber llegado a ésta desde el espacio exterior mediante la caída de un cuerpo extraterrestre. Esta discusión se funda básicamente en el hallazgo del meteorito ALH 84001, procedente de Marte, en el cual se reconocieron estructuras muy pequeñas que corresponderían a restos mineralizados de bacterias. También se han recuperado cristales de un mineral de óxido de hierro denominado *magnetita* con características similares a los producidos en la Tierra mediante actividad biológica.

Volviendo a la vida en la Tierra, los primeros registros de organismos eucariotas tendrían unos 1.400 Ma, y corresponderían a quistes (estructuras de resistencia) de algas unicelulares. La teoría más aceptada acerca del origen de las células eucariotas se conoce como teoría de la *endosimbiosis*. Ésta propone que los eucariotas evolucionaron cuando diferentes tipos de bacterias fueron capturadas por otra bacteria. Dado que el resultado habría sido beneficioso para ambas partes, en lugar de digerirlas la unión se habría hecho permanente, originándose un nuevo tipo celular, con nuevas capacidades metabólicas, mientras que las bacterias ingeridas habrían ganado en protección. De esta manera surgieron los cloroplastos y las mitocondrias, que son organelas responsables de la fotosíntesis y la respiración, respectivamente.

Los eucariotas poseen, a diferencia de los procariotas, la capacidad de construir cuerpos multicelulares, con células que se diferencian unas de otras para diversas funciones, como la digestión, el movimiento y la reproducción. De esta manera, su aparición en la Tierra fue crucial para la posterior evolución de la vida compleja.

Origen de la vida compleja al final del Precámbrico

Desde la aparición de vida sobre la Tierra y durante la mayor parte del Precámbrico, la vida permaneció en forma simple, generalmente unicelular, con excepción de algunas algas multicelulares que aparecieron posteriormente a los primeros eucariotas, hace unos 1.000 Ma (Fig. 11.1). Pero hacia el final del Precámbrico se encuentran los primeros registros de animales. En rocas de unos 600 Ma se encontraron fósiles de embriones, desconociéndose el grupo de animales al cual habrían pertenecido (Fig. 11.1). Debido a que éstos se encuentran junto a restos de *cnidarios tabulados*, parientes de los corales y medusas actuales, se piensa que podrían estar asociados a ellos. En rocas sedimentarias más recientes, depositadas hace unos 570 Ma en todos los continentes menos Antártida, se encuentran fósiles conocidos como *Fauna de Ediacara* (porque así se llama la localidad de donde provienen los primeros registros, en Australia) (Fig. 11.1). Estos fósiles son muy particulares: carecen de partes duras, la mayoría tiene forma de disco o de hoja y abarcan tamaños desde 1 cm a más de 1 m. Aparentemente se alimentaban por difusión a través de la pared del cuerpo. En la actualidad no hay un acuerdo generalizado en cuanto a las afinidades de estos animales. No está claro si forman parte de grupos conocidos actualmente, como las esponjas, las medusas o los moluscos, o si fueron formas bizarras no emparentadas con ningún grupo conocido. En todo caso, se extinguieron al final del Precámbrico.

Algunos científicos relacionan esta explosión de vida compleja con la finalización de un evento de congelamiento global, conocido como *bola de nieve*. Son momentos en los que los hielos llegan hasta el Ecuador, y se originan por alteraciones importantes en el ciclo del dióxido de carbono. Se cree que al descongelarse los hielos habría un florecimiento de los organismos fotosintetizadores en los océanos, lo que generaría un incremento en la cantidad de oxígeno en la atmósfera, favoreciendo cambios evolutivos de importancia.

Diversificación de la vida en el Paleozoico

Durante el Paleozoico, la primera era del Fanerozoico, la vida se diversificó espectacularmente sobre la Tierra, pasando a ser parte dominante de la misma (Fig. 11.1). Esta era se encuentra entre dos de los eventos más importantes de la historia de la vida animal. En sus comienzos hubo un gran incremento en la diversidad, y aparecieron casi todos los tipos de animales conocidos en unos pocos millones de años. Al final del Paleozoico ocurrió la mayor extinción masiva de la historia, que eliminó gran parte de la vida existente entonces.

Inicialmente, la vida estaba confinada a los mares, donde la fauna estaba dominada por trilobites, moluscos primitivos, braquiópodos y esponjas primitivas (arqueociátidos). Un poco más adelante el aspecto de la fauna cambió, y dominaron los equinodermos crinoideos y blastoideos, graptolitos, braquiópodos más avanzados, cefalópodos y corales primitivos. También se encontraban peces acorazados y tiburones. Los braquiópodos, animales con dos valvas, ocupaban el espacio ecológico que posteriormente, desde el Mesozoico a la actualidad, ocuparían los bivalvos (mejillones, ostras, etc.). Las plantas colonizaron los ambientes continentales hace unos 410 Ma, seguidas por los invertebrados y finalmente por los vertebrados hace unos 375 Ma, con la aparición de los primeros anfibios. Hace 350 Ma apareció una de las mayores novedades evolutivas, el huevo amniota, que permitió la reproducción independiente del agua en los reptiles. Entre estos últimos, un grupo adquirió características mamiferoides, que daría origen a los mamíferos en el comienzo del Mesozoico, hace 245 Ma (Fig. 11.1).

Las plantas terrestres evolucionaron rápidamente llenando los espacios ecológicos vacantes. Inicialmente eran pequeñas, de hasta un metro de alto. Pero posteriormente aparecieron los helechos, las equisetales y las plantas con semillas, arbóreas, generando los primeros bosques. Hacia el final del Paleozoico se esparcieron las cycadales, coníferas primitivas y helechos (Fig. 11.1).

Extinción en el límite Pérmico-Triásico

La vida en la Tierra estuvo marcada por grandes y pequeñas extinciones, de las cuales la más importante y significativa, según la cantidad de grupos de organismos que desaparecieron de nuestro planeta, ocurrió al final del Paleozoico, entre los períodos Pérmico (último del Paleozoico) y Triásico (primero del Mesozoico).

Esta crisis en la evolución de la vida estuvo relacionada con la formación del supercontinente Pangea y los efectos asociados (Cap. 10). Uno de los más importantes fue la reducción de las áreas de plataformas, que es donde la vida marina se concentra. Por los mecanismos mencionados en el cap. 10, las plataformas se reducen, al formarse una gran masa de tierra, con la desaparición del espacio habitable para muchas comunidades. Además, existen evidencias de la existencia de eventos volcánicos a gran escala: grandes espesores de lava sepultaron continentes enteros, que coinciden temporalmente con la extinción. La reunión de todas las masas continentales habría traído aparejados cambios climáticos importantes, con generación de desiertos interiores y una gran amplitud en las fluctuaciones de temperatura debido a la lejanía del océano de los interiores del supercontinente. Se cree que un aumento en las temperaturas, dado principalmente por los gases liberados por los volcanes, principalmente dióxido de carbono, que es un gas de invernadero, habría permitido la liberación de gas metano desde las plataformas marinas en donde se encuentra congelado debido a las bajas temperaturas, lo que habría envenenado a los animales terrestres y de las plataformas marinas.

Como resultado de la sumatoria de estos fenómenos, al final de la era paleozoica se extinguieron el 95 % de las especies marinas y en la tierra desaparecieron el 70 % de las familias de anfibios y reptiles. En los mares, los corales primitivos, blastoideos, graptolites, trilobites y la mayor parte de los crinoideos se extinguieron. Los braquiópodos y algunos crinoideos sobrevivieron, pero nunca más dominaron el mar.

Las floras del Paleozoico fueron reemplazadas en el Mesozoico por bosques dominados por coníferas, ginkgos, cícadas y nuevos grupos de plantas sin semillas. De todas formas, las grandes extinciones no afectan a las plantas con la misma intensidad que a los animales, probablemente debido a que éstas poseen estructuras, tales como las esporas y semillas, que sobreviven en forma latente ante condiciones adversas.

Mesozoico: Era de los reptiles

A pesar de que algunos grupos sobrevivieron a la extinción del final del Paleozoico, éstos nunca volvieron a ser dominantes en las nuevas comunidades, por lo que el aspecto de la vida en el Mesozoico fue muy diferente.

El comienzo de esta era fue un momento de transición, en el cual ocurrieron nuevas diversificaciones posteriores a la extinción. En los continentes, la desaparición de la mayoría de los reptiles mamiferoides permitió el dominio

por parte de otros grupos de vertebrados tales como los dinosaurios (Fig. 11.2). Los bosques que habían sido dominados por helechos se transformaron en bosques de gimnospermas como coniferales, cycadales, etc., plantas cuya reproducción es a través de semillas. Los dinosaurios en la Tierra fueron tomando todos los espacios ecológicos, llegando a ser herbívoros, carnívoros, cuadrúpedos y bípedos, grandes y pequeños. En los mares aparecieron los reptiles marinos gigantes, como los ictiosaurios y plesiosaurios. Entre los invertebrados, los moluscos fueron muy importantes, como los cefalópodos amonoideos, quienes eran presas de estos reptiles gigantes. Aparecieron los corales con aspecto moderno, que formaban arrecifes en los mares cálidos y se produjo un importante aumento en la diversidad del fitoplancton. El aire fue colonizado por los pterosaurios y las primeras aves. Los mamíferos aparecieron al comienzo del Mesozoico, pero permanecieron de pequeño tamaño y en baja diversidad durante toda la era, incapaces de competir con los dinosaurios por los mismos espacios.

Hacia el final del Mesozoico aparecen las primeras plantas con flores, o angiospermas (Fig. 11.2), cuya reproducción es a través de semillas dentro de frutos. La aparición de las flores dio lugar a una gran diversificación entre los insectos polinizadores.

Al final de la Era Mesozoica, otra gran extinción en masa aconteció en la Tierra, definiendo el límite entre el Cretácico (último período del Mesozoico) y el Terciario.

Extinción del límite Cretácico-Terciario

Este límite corresponde a una de las mayores extinciones masivas de la historia terrestre, ocurrida hace 65 Ma. Al menos un 75 % de las especies que habitaban el planeta, tanto en la tierra como en el océano, se extinguieron. Si bien el grupo extinto más famoso correspondió a los dinosaurios, éstos representan sólo una pequeña parte de los organismos que desaparecieron. En los océanos, más del 90 % de los organismos planctónicos (que viven flotando en la columna de agua) se extinguieron, lo que inevitablemente generó una ruptura en la cadena alimentaria marina.

Las rocas depositadas durante los períodos Cretácico y Terciario están separadas por una delgada capa de arcilla visible en muchos lugares del mundo. Los científicos determinaron que esta capa de arcilla contiene una gran concentración de iridio, un elemento químico que es mucho más común en los meteoritos, asteroides y cometas, que en la corteza terrestre.

De esta manera se propuso que el impacto contra la Tierra de un asteroide o cometa habría generado esta concentración de iridio, causando la extinción masiva observada en el registro fósil.

Existen más evidencias geológicas para esta hipótesis. Se ha encontrado el cráter dejado por el impacto de un cuerpo extraterrestre, en la península de Yucatán (México), que habría colisionado hace unos 65 Ma. Éste tiene 180 km de diámetro, por lo que se calcula que el asteroide que impactó habría tenido unos 10 km, causando una explosión inmensa y arrojando una nube de escombros y polvo a la atmósfera. Esto habría alterado severamente el clima, creándose incendios generalizados e impidiendo la llegada de la radiación solar a la superficie terrestre por varias semanas o meses. De esta manera se habrían alterado las cadenas alimenticias, impidiéndose la fotosíntesis y muriendo así gran cantidad de plantas, y por lo tanto los animales herbívoros y finalmente los carnívoros.

Algunos científicos creen que las condiciones de vida en la Tierra ya estaban deterioradas hacia el final del Mesozoico, y que el impacto de un cuerpo extraterrestre habría sido algo así como el toque final que terminó de desequilibrar un ecosistema que venía ya empeorando, debido a cambios climáticos y a actividad volcánica a gran escala. Si bien no caben dudas de que el impacto existió, éste no sería el único responsable de la extinción.

Terciario, primera extinción masiva de mamíferos

El Cenozoico es la era más reciente de la historia animal. Abarca desde los 65 Ma hasta la actualidad y se lo conoce como la edad de los mamíferos. Se divide en dos períodos: el Paleógeno, que abarca desde los 65 a los 23 Ma, y el Neógeno, desde esa fecha hasta el presente. El Cuaternario se ubica en los últimos 1,8 millones de años del Neógeno (Cap. 9).

Durante el Terciario los mamíferos se desarrollaron notablemente y fueron llenando los espacios ecológicos dejados por los dinosaurios, sus principales competidores, al haber éstos desaparecido. Las aves son los representantes actuales de los dinosaurios, ya que descendieron de un grupo particular de ellos. A inicios del Paleógeno aves gigantes no voladoras seguían ocupando el papel de predadores de los aún pequeños mamíferos (Fig. 11.3), heredado de los dinosaurios carnívoros ancestrales.

En los mares aparecieron las primeras ballenas arcaicas, que poseían dientes. Los bivalvos y gastrópodos (caracoles) eran muy similares a los actuales. También los equinodermos, corales y esponjas.

Hace unos 35 Ma los mamíferos sufrieron su primer extinción masiva, debido a un cambio climático global, causado por el aislamiento y congelamiento de la Antártida, y la generación de la *corriente circumpolar*, que provocó un enfriamiento de los océanos y de la atmósfera. De esta manera, la Tierra fue adquiriendo las franjas climáticas que posee actualmente, disminuyendo considerablemente las zonas boscosas tropicales y subtropicales de principios del Paleógeno. Al desarrollarse extensas zonas de pastizales, los mamíferos pequeños, que usaban a los frondosos bosques para resguardarse de sus predadores, quedaron expuestos, debiendo adquirir grandes tamaños para sobrevivir. Algunos de ellos llegaron a ser tan grandes como los dinosaurios.

Además, debido a la migración de la India hacia Asia y su choque final que dio origen al nacimiento de los Himalayas, se cerró el extenso mar que las separaba, determinando la extinción de una importante cantidad de mamíferos marinos, entre los que se encontraban las ballenas predadoras que habitaban en él (Fig. 11.3).

Luego de los cambios acontecidos debido a la nueva distribución de los continentes, la vida continuó evolucionando, dando a la Tierra un aspecto cada vez más parecido al actual. Hace unos 20 Ma en los continentes apareció el pasto, lo que favoreció la supervivencia de animales de patas largas, corredores que escapaban efectivamente de sus predadores, adaptados a la vida en las praderas y sabanas, como el grupo que incluye a los caballos. Además aparecieron los dientes con coronas altas, especializados para una dieta pastadora.

En el África central, hace aproximadamente 5 Ma, aparecieron nuestros parientes más antiguos: los *australopitecinos* (Fig. 11.3). Nuestro probable primer ancestro, ya con características humanas definidas tales como un cerebro grande, piernas largas y habilidad para construir herramientas, evolucionó hace aproximadamente 2 Ma. Pero los humanos modernos no aparecieron en la Tierra sino hasta hace unos 200.000 años.

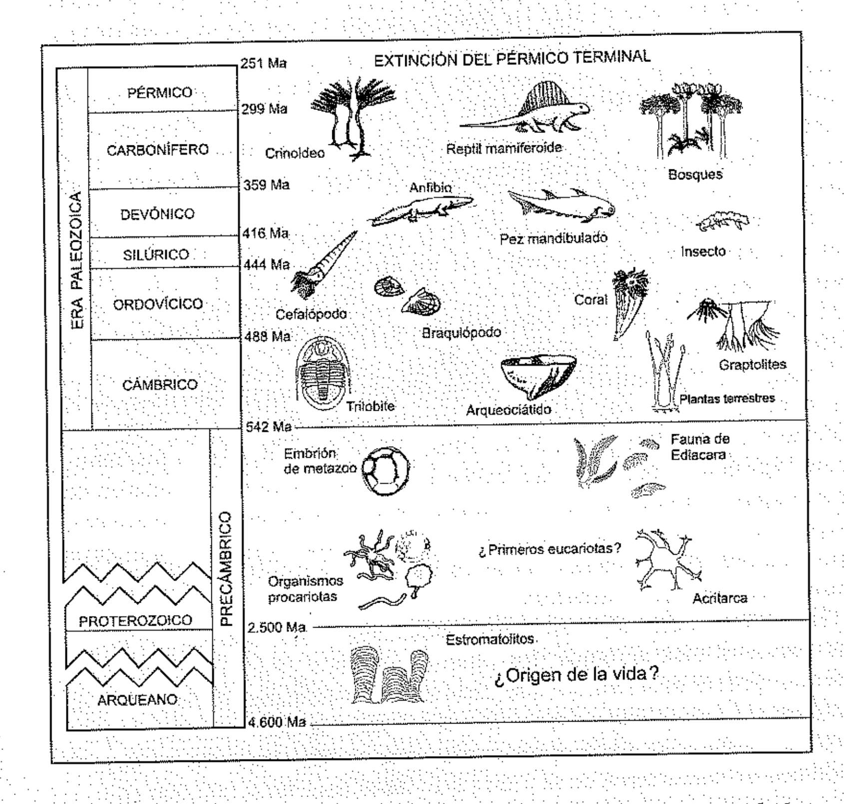


Figura 11.1: Cuadro que muestra la evolución de la vida desde el inicio de ésta hasta la gran extinción del Pérmico superior.

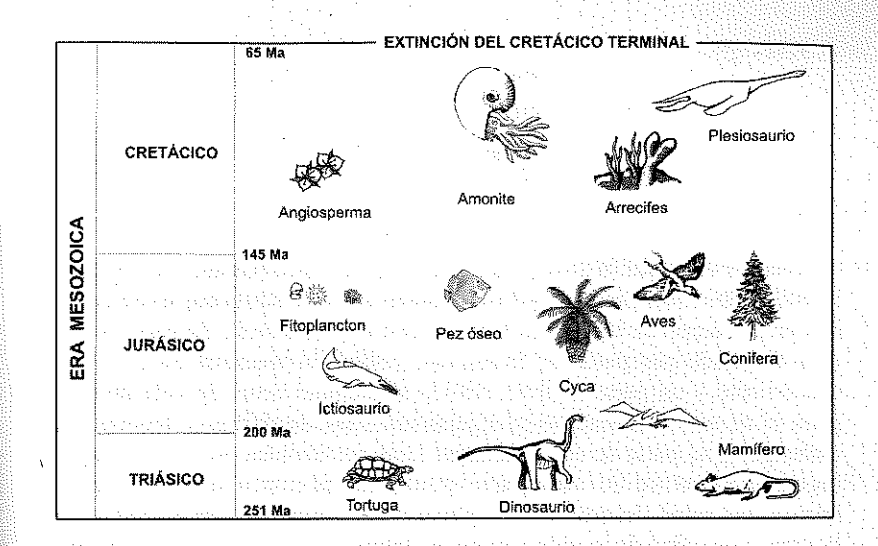


Figura 11.2: Cuadro de la evolución de la vida durante la era mesozoica.

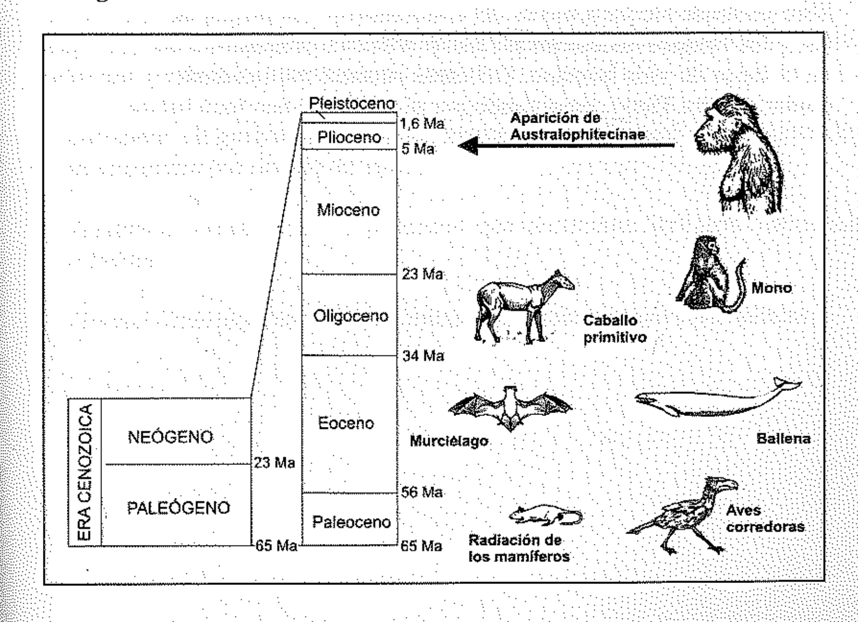


Figura 11.3: Cuadro de la evolución de la vida en el Cenozoico.

Epílogo

Hemos visto que la Tierra aloja bienes preciados. Algunos de ellos, tales como los hidrocarburos y los minerales de uso industrial, serán agotados en el tiempo de la historia humana que nos toca vivir. En parte debido a la demanda por parte de la enorme población mundial en constante crecimiento y en parte también debido al altísimo nivel de vida del cual goza el mundo desarrollado y algunas minorías en el Tercer Mundo. Sin embargo, gran parte de estos recursos serán sustituibles por nuevas tecnologías al momento de extinguirse y materias primas alternativas que la humanidad sabrá desarrollar y explotar. Los que no podrán sustituirse es la gran diversidad de la vida y el agua, debido a la destrucción, el mal uso y la contaminación a las que la somete el mundo moderno. Por ello este libro pretende alertar a través del conocimiento del origen de estos recursos y los tiempos necesarios para su producción, imposibles de reproducir en el lapso de vida humano. Debemos conocer para entender y así saber cuidar nuestra Tierra, empezando por el suelo que nos tocó habitar.

Glosario

Acreción: unión de dos o más partículas y/o bloques por la acción de la gravedad que, al chocar con la energía adecuada, quedarán "pegados".

Fumarola: abertura volcánica por la que escapan gases y vapores.

Geófonos: instrumentos que miden las ondas sísmicas.

Litificación: proceso de cementación y compactación por el cual los sedimentos se transforman en rocas.

Senectud: se refiere en general a un paisaje viejo.

Sobreyacer: en general se habla de "material que sobreyace" como aquel que se encuentra por encima de otro.

Subyacer: en general se habla de "material que subyace" como aquel que se encuentra por debajo de otro.

Tectónica: estudio de los procesos que deforman la Tierra formando relieves.

Unidad litológica: conjunto de rocas con características homogéneas.

Sobre los autores

Andrés Folguera es geólogo por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se dedicó al mapeo de áreas cordilleranas en el Servicio Geológico Nacional y en 2002 obtuvo el título de doctor en Geología a través del estudio de una zona de la Cordillera Patagónica. Actualmente investiga la evolución tectónica de los Andes de Neuquén y Mendoza.

Víctor A. Ramos es geólogo por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Realizó estudios de postgrado en Delft (Holanda), donde obtuvo un *Master of Science* en 1968, recibiéndose de Doctor en Geología en 1970 en la Universidad de Buenos Aires. Durante esos estudios se especializó en la geología estructural y tectónica del Sistema Andino, área en la que trabajó en los últimos 40 años. Es profesor titular de la UBA e investigador superior del Conicet. Ha publicado más de cien artículos en revistas locales e internacionales.

Mauro G. Spagnuolo es alumno avanzado de la carrera de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Ha focalizado sus estudios en una reciente rama de la geología denominada *Astrogeología* o *Geología planetaria*. Actualmente es ayudante en la cátedra de Mineralogía y Petrografía y se encuentra realizando su trabajo final de licenciatura comparando estructuras geológicas de Marte y la Tierra.

Pablo Leal es licenciado en Ciencias Geológicas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA, doctorado en la Universidad Nacional de La Plata en 2002. Trabajó en yacimientos minerales de las Sierras Pampeanas y luego se dedicó al estudio de la mineralogía y depósitos minerales en la Precordillera de San Juan, las Sierras de San Luis y la Cordillera Patagónica de Neuquén y Río Negro. Desde 1995 es docente auxiliar de la UBA en la cátedra de Mineralogía.

Vanesa Litvak es licenciada en Ciencias Geológicas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA y se doctoró en la misma universidad en 2004. Su temática de investigación está principalmente orientada al estudio de rocas ígneas, particularmente al volcanismo terciario de la Cordillera Frontal de San Juan. Desde 1995 es docente auxiliar de la cátedra de Petrografía del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN, UBA.

Alfonsina Tripaldi es licenciada en Ciencias Geológicas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA y doctorada en 2002 con becas de la UBA y del Conicet. Su temática principal de investigación es el análisis sedimentológico del ambiente eólico. Es docente del departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN, UBA desde 1998, siendo actualmente jefa de Trabajos prácticos de la cátedra de Sedimentología de dicho departamento e investigadora asistente del Conicet.

Fernando J. Miranda es licenciado en Ciencias Geológicas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Entre 1992 y 1996 se desempeñó como docente auxiliar en la cátedra de Petrografía del Departamento de Geología de la FCEN, UBA. Entre 1992 y 2002 realizó tareas técnicas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Trabajó en el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) desarrollando tareas tendientes a la exploración y explotación de recursos geotérmicos dentro de la Dirección de Recursos Geológicos Mineros. En 1996 participó en el curso "Energía Geotérmica (avanzada)", en la Universidad de Kyushu (Japón). Publicó trabajos técnicos en congresos de geotermia y artículos de divulgación general en revistas. Actualmente colabora en la Dirección de Geología Regional del SEGEMAR, como parte del Grupo de Trabajo de Sitios de Interés Geológico de la República Argentina.

Alicia Folguera es licenciada en Geología por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se desempeña como geóloga regional en el Servicio Geológico Minero Argentino, con especialización en cartografía de áreas de llanura. Anteriormente trabajó en el mapeo de áreas de cordillera. Sus estudios se orientan a la evolución última de las zonas en las que se asienta la producción agropecuaria.

Tomás Zapata es licenciado en Ciencias Geológicas por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA, egresado con medalla de oro. En 1995 obtuvo el grado de Doctor of Philosophy en Geología Estructural y Tectónica

en la Universidad de Cornell, Ithaca, Nueva York. En la misma institución realizó un postdoctorado en adquisición y procesamiento de sísmica profunda. En 1996 comenzó a trabajar en YPF S.A., donde llevó a cabo tareas de exploración en la Cuenca Neuquina. Luego lideró el grupo de Exploración de Faja Plegada de Latinoamérica. En la actualidad trabaja en Repsol-YPF como Gerente de exploración de hidrocarburos en los Andes de América del Sur. Desde 2000 es profesor adjunto de Geología de los Combustibles en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA.

Marcelo Zárate es Doctor en Ciencias Naturales, orientación geología, por la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de la Plata. También es investigador independiente del Conicet y profesor en la Universidad Nacional de la Pampa. Ha dictado cursos de postgrado en distintas universidades de Argentina y Uruguay y en 1994 fue profesor invitado de la Universidad de Alberta en Edmonton. Desarrolla investigaciones en la región pampeana, Cuyo y Patagonia sobre la dinámica geológica durante los últimos 10 millones de años. Ha publicado setenta y cinco artículos en revistas nacionales e internacionales y congresos de la especialidad.

Marcela Cichowolski es licenciada en Biología por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. A través del estudio de los nautiloideos, un grupo particular de cefalópodos del Cretácico, obtuvo su doctorado en 2004. Actualmente se dedica al estudio de los cefalópodos del Paleozoico temprano.

Beatriz Aguirre Urreta es licenciada en Biología por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se doctoró en 1982 con una tesis sobre la paleontología del Mesozoico en la Cordillera Patagónica. Ha realizado estudios de especialización e investigaciones en Cape Town (Sudáfrica) y Londres (Inglaterra), destacándose por sus trabajos sobre los ammonites cretácicos inferiores del Gondwana. Es actualmente profesora asociada de la UBA e investigadora principal del Conicet, habiendo publicado más de sesenta artículos en revistas locales e internacionales.

Emilio González Díaz es geólogo por la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de la Plata y obtuvo un doctorado en Ciencias Naturales en 1955. Se dedicó a la enseñanza de la Geología entre 1952 y 1996 en dicha facultad, donde fue nombrado Profesor Titular Consulto. Realizó mapeo geológico en el Servicio Geológico Nacional entre 1950 y 1986, dedicándose luego a la Geomorfología, su especialidad actual. Ha publicado más de cien artículos y escribió otros cincuenta y seis aún inéditos.

Índice

Las formas superficiales de la Tierra y sus orígenes

Formación de montañas y llanuras

La historia de la Tierra y la vida

Colección Ciencia joven

1. *Una expedición al mundo subatómico. Átomos, núcleos y partículas elementales*, Daniel de Florian
2. *Números combinatorios y probabilidades*, Ricardo Miró
3. *Las plantas, entre el suelo y el cielo*, Jorge Casal
4. *Introducción a la geología. El planeta de los dragones de piedra*, Andrés Folguera, Víctor A. Ramos y Mauro Spagnuolo (coords.)
5. *Biomateriales. Una mejor calidad de vida*, Gustavo S. Duffó
6. *Reproducción humana*, Marta Tesone
7. *La física y la edad de la información*, Marcelo J. Rozenberg
8. *Biodiversidad y ecosistemas. La naturaleza en funcionamiento*, Claudio M. Ghersa
9. *100 años de relatividad*, Diego Harari y Diego Mazzitelli
10. *Entre el calamar y el camello. O del control del medio interno*, Carlos Amorena y Alejandra Goldman
11. *Por los senderos de la noche. Guía de viaje para mochileros del Universo*, Pedro Saizar
12. *La física de los instrumentos musicales*, Javier Luzuriaga y Raúl O. Pérez
13. *La intimidad de las moléculas de la vida. De los genes a las proteínas*, Martín Vázquez
14. *El lenguaje de las neuronas*, Osvaldo Uchitel
15. *Biología marina*, Pablo E. Penchaszadeh y Martín I. Brögger
16. *El universo de las radiaciones*, Jorge Fernández Niello
17. *Construyendo con átomos y moléculas*, Índigo
18. *Evolución y selección natural*, Esteban Hasson
19. *El aire y el agua en nuestro planeta*, Inés Camilloni y Carolina Vera
20. *Respuesta inmune. Anticuerpos, alergias, vacunas y reproducción humana*, Ana Cauerhff, Guillermo Horacio Docena, Carlos Alberto Fossati y Fernando Alberto Goldbaum

21. *Contaminación y medio ambiente*, Daniel Cicerone

22. *El sol*, Marta Rovira

23. *Drogas hoy. Problemas y prevenciones*, Wilbur Ricardo Grimson

24. *El origen de los primeros Estados. La "revolución urbana" en América Precolombina*, Marcelo Campagno

25. *Investigación en cáncer y citogenética*, Christiane Dosne Pasqualini y Susana Acevedo

26. *El VIH/Sida desde una perspectiva integral*, Fundación Huésped

27. *El mundo mediterráneo entre la Antigüedad y la Edad Media 300-800 d.C*, Pablo Ubierna

28. *Introducción a la filosofía*, Francisco Bertelloni y Antonio Tursi

29. *Los juegos de Minerva. La historia de las ciencias de la naturaleza en trece escenas con comentarios*, Miguel de Asúa

30. *Ser adolescente hoy. El valor de elegir*, Héctor Shalom

31. *Biología Tumoral. Claves celulares y moleculares del cáncer*, Elisa Bal de Kier Joffé y colaboradores

32. *La memoria animal: adquisición, persistencia y olvido*, Héctor Maldonado

De próxima aparición

Nanotecnología. El desafío tecnológico del Siglo XXI, Galo Soler Illía

Genética humana y salud, Víctor Penchaszadeh

Las guerras de la independencia, Gustavo Paz

El poblamiento indígena en América, Gustavo Politis

El ATP. El transporte y la energía, Juan Pablo Rossi y Gustavo Rossi

Citoesqueleto, Luis Mayorga y María Isabel Colombo

La razón de las hormonas. El porqué de las glándulas endocrinas, Ernesto Podestá

Mirando a través del vidrio, Horacio Corti